

岩石鋁物鋁床学会誌

第四十二卷 第一号

昭和三十三年二月一日

研 究 報 文

- |                                    |   |    |   |   |
|------------------------------------|---|----|---|---|
| 鳥取県多里地方のクロム鉄鉱と産状に関する研究 (第1報) (I) … | 北 | 原  | 順 | 一 |
| 石油母岩の研究 (第2報) 八橋油田・高野 R 113 号井     |   |    |   |   |
| コアの無機微量成分について……………                 | { | 加藤 | 磐 | 雄 |
|                                    |   | 部  | 正 | 宏 |
| 豊羽鉄鉱山における赤鉄鉱および磁鉄鉱の産状について……………     | { | 藤原 | 哲 | 夫 |
|                                    |   | 斎  | 昌 | 之 |
| 柵原鉄山黄鉄鉱々体にみられる石英斑岩々脈の影響……………       |   | 東  | 元 | 雄 |
| 日本の銅鉄床に伴う黄鉄鉱の熱電効果……………             |   | 武  | 中 | 三 |
| 北部北上山地岩泉附近の接触變成岩類 (II) ……………       |   | 加  | 納 | 博 |
| 所謂万年山燐岩の岩石化学的研究……………               |   | 松  | 本 | 幡 |
|                                    |   |    | 郎 |   |

報 會

本会記事，會員動靜，Daly 教授逝去。

東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室  
日本岩石鉱物鉱床学会

**会員動静〔新入会〕** 重松喜一（三菱金属鉱業株式会社細倉鉱業所），石田正夫（地質調査所北海道支所），上村不二雄（地質調査所），平山次郎（同上），岡村義彦（山口大学教育学部地学教室），野崎元（福井県大野郡和泉村中竜鉱業所），渡辺順（北海道大学理学部地学教室），細野義純（日本鋼管株式会社），逸見吉之助（岡山大学理学部地学教室），光野千春（同上），服部仁（地質調査所），河内洋佑（地質調査所東京分室），石沢健喜（東北大学理学部岩鉱学教室），梅原嘉明（同上），梅津一晴（同上），大政正明（同上），蟹沢聰史（同上），金子寛（同上），周藤和雄（同上），高橋義昭（同上），永田実（同上），原清（同上），土方光彦（同上），水戸滉（同上），猪俣虎彦（石油資源開発株式会社酒田鉱業所），安部明（山形市旅籠町 495 の 1），三土知芳（東京大学工学部採鉱学科採油学教室），加藤清一（東北大学選鉱製錬研究所）

**〔退会〕** 野本健吉，原田義博，福富忠男，鎌田泰彦，野村武，渡辺正美

**〔転勤及び転居〕** 斎藤仁（札幌市北 25 条西 8 丁目），佐藤信男（静岡県磐田郡竜山村日本鉱業峰之沢鉱業所），荻木茂彦（宇部市山口大学工学部鉱山学教室），神山貞二（静岡県磐田郡佐久間村古河久根鉱業所），西沢徳雄（北海道岩内郡共和村小沢国富鉱業所），峰屋可典（青森市長島，青森県水産商工部商工課），角靖夫（地質調査所北海道支所），志達晃（東京都千代田区大手町 1 の 6，三菱金属鉱業株式会社採鉱部），庄司誠一（仙台市東三番丁 141 富士産業内北日本開発研究所），粉川昭平（大阪市立大学理工学部植物分類形態学教室），中村博行（宇部市緑橋 5 丁目），長尾恵（山口県美祿郡秋芳町秋吉中学校），松里英男（山口県原狹郡山陽町原狹町不動寺原），内山敬明（山口市道場門前内山電業社），黒川純行（山口県阿武郡福栄村福川鎌浦），田村功（小倉市三本松東坂本方），米谷利治（気仙沼市赤岩大滝新磐井鉱業所），占部忠雄（福岡県遠賀郡水巻町机日炭高松松合宿内），中川進（北海道蛇田郡蛇田町字青葉日鉄クラブ），佐藤明（山形県西村山郡西川町新鉱業開発高旭鉱業所），西尾鉦次郎（武蔵野市吉祥寺本田南 2432），武藤矩靖（宮崎県西臼杵郡日ノ影町東洋鉱山株式会社見立鉱業所），呂海星（台湾省台北市聯合大樓美国駐華安全分署工業但），三好一（島根県平田市河下町昭和鉱業鰐淵鉱業所），井島信五郎（東京都中野区上高田 2 の 426），阿部正行（山形県東置賜郡宮内町萩吉野鉱業所），遠藤正孝（日立市本山日立鉱業所），鈴木守（北海道地下資源調査所），沢俊明（地質調査所北海道支所），山田敬一（地質調査所北海道支所），越野正（北海道雨竜郡幌加内村幌加内高等学校），筒浦明（北海道札幌郡豊平町石山 154），渡辺迪（武蔵野市西窪字中官公団住宅 6 の 202），鶴島鎮彦（釜石市甲子町大松社宅 94 号）

**Daly 教授逝去** 岩石学者として著名な Harvard 大学名誉教授 Reginald A. Daly 博士は米国マサチューセッツ州ケンブリッジにおいて、1957 年 9 月 19 日逝去された。享年 86 才。博士は岩石学における輝やかしい貢献のみならず、地球物理学の境域にわたつても、多大の業績をあげた。Our mobile earth, Igneous rocks and the depths of the earth などの名著をはじめ、多数の著書と論文がある。

研究報文

鳥取県多里地方のクロム鉄鉱と産状に関する研究 (第1報) (I)

Studies on the chromites and their occurrences  
in the Tari district, Tottori Prefecture (1st report) (I)

北原 順一 (Jun-ichi Kitahara)\*

**Abstract:** The Tari district is situated at about 43 km southeast of Matsue city. The geological map of this district surveyed by the writer is shown in Figure 1. The Paleozoic sediments were intruded by chromite bearing ultra-basic rocks. As the chromites are always associated with serpentinized olivine or enstatite, the assumption is rejected that these chromites were originated from hydrothermal liquid. The size of disseminated chromite is 0.3 to 0.5 mm. In thin section, the disseminated chromite has generally black margin and the massive chromite is commonly brownish yellow in color. The chromite is enriched in iron oxide and the serpentinite is relatively iron poor. The black materials of chromite are presumably ferrian chromite or chromian magnetite. The chromite from the deposit in the region is comparatively higher in  $MgO$  and  $Al_2O_3$  contents, and it is lower in  $Cr_2O_3$  than those from other areas in Japan. The content of  $FeO+Fe_2O_3$  in disseminated chromite which is related to serpentinite is generally higher than that of massive chromite and has a reverse relation to that in green to yellow serpentinite. The disseminated chromites in the leuchtenbergite rocks, which are rich in  $Al_2O_3$  content and poor in  $FeO+Fe_2O_3$ , are poor in  $Al_2O_3$  and rich in  $FeO+Fe_2O_3$ .

緒 言

鳥取県日野郡多里村は島根県松江市の南々東約 43 軒に位している。この地方のクロム鉄鉱々山は、海拔約 800 米にあり、多里附近から約 400 米の高所にある。超塩基性岩は秩父古生層の水成岩に侵入し、その超塩基性岩体の或部分にクロム鉄鉱を伴っている。この論文には、多里地方のクロム鉄鉱とその産状に就て簡単に述べる。

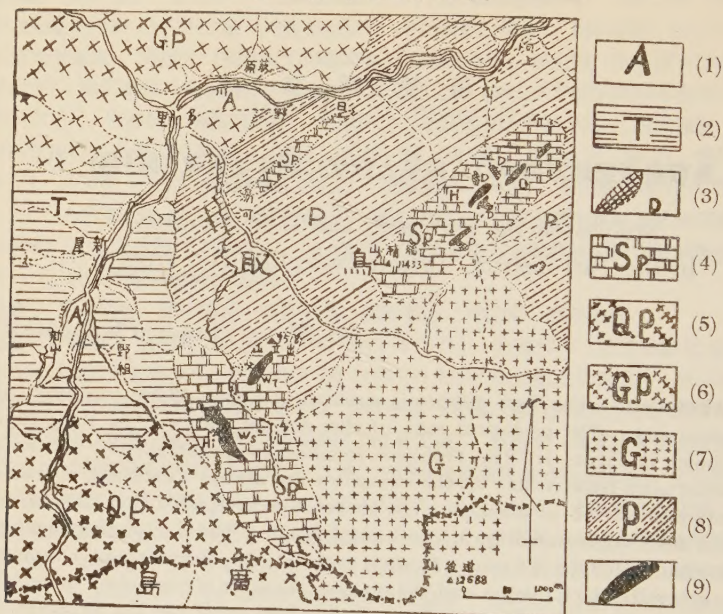
地 質 略 記

当地方の地質は、主に水成岩、花崗岩質岩石、蛇紋岩からなる(第1図)。古生代の水成岩は、主に粘板岩、角岩、砂岩から成る。この水成岩層の走向は、一般に  $N50^{\circ}W \sim 70^{\circ}W$ ,

\* 島根大学文理学部地学教室。



第 1 図 多里地方の地質



O : 日野上鉍山大江鉍床, H : 同日野上鉍床, I : 同稲積鉍床, W<sub>7</sub> : 若松鉍山七号鉍床, W<sub>5</sub> : 同五号鉍床南五号坑, Hi : 広瀬鉍山の鉍床, (凡例: (1)第四紀層, (2)第三紀層, (3)閃緑岩脈, (4)蛇紋岩, (5)石英斑岩, (6)花崗斑岩, (7)花崗岩, (8)古生層, (9)クロム鉄鉍床)

傾斜は  $30^{\circ}\sim 40^{\circ}$  S である。角岩や粘板岩は、花崗岩質岩石に侵入されて、珪岩やホルンフェルスに変わっているのがみられる。第三紀の水成岩は、頁岩、砂岩、礫岩の互層から成る。その走向は、一般に  $N20^{\circ}\sim 30^{\circ}$  W であり、傾斜は  $10^{\circ}\sim 20^{\circ}$  E である。この層には波状褶曲を示すところも時に傾られるが、著しい地殻変動を蒙っていない。この第三系の水成岩層が出来たのは、下部中新世に海浸され、堆積したものが、造陸運動により現在のところ位置づけられたと見られる。花崗岩、花崗斑岩、石英斑岩の存在は、地質図上に示す様である。ここに花崗斑岩と地質図上に示しても、全部花崗斑岩からなるわけではなく、石英斑岩も存する。野組で石英斑岩は第三紀の水成岩で被覆されているのがみられる。花崗岩、花崗斑岩、石英斑岩相互の関係は漸移的であつて、それらの岩石類は、同一岩漿から生じたものと見られる。花崗質岩石も蛇紋岩も別々の露頭であつて、接触したところがみられないから、それらの前後関係は確認されない。斑岩質岩石は、捕獲岩として超塩基性岩及びクロム鉄鉍体のなかにみられる。閃緑岩や優白岩は蛇紋岩体及びクロム鉄鉍体のなかにだけに岩脈として見出されるのであから、湿性含クロム超塩基性岩漿 (蛇紋岩質岩漿) から分化した岩漿脈として見做すことが出来る。蛇紋岩と他の岩石との地質

図上における関係は、それらの岩石の部分的な露頭から作成したものであつて、実際に観察したものではない。

蛇紋岩、花崗質岩石、斑禰岩、閃緑岩、優白岩等に関しては、稿を改めて記述する。

### クロム鉄鉱とその産状

#### クロム鉄鉱床

当地方のクロム鉄鉱床は、楕円体状の蛇紋岩体の小部分に賦存している。ここにクロム鉄鉱床の大きさは、母岩の大きさに関係するだけでなく、熔融状態にあつたクロム鉄鉱の源の量にもよる。広瀬鉱山のクロム鉄鉱床及び若松鉱山の五号鉱床の南五号坑は、それらが属する出立山蛇紋岩体のほぼ中央部に位している。若松鉱山の七号鉱床の七号一坑、中切坑、南坑は、前記の蛇紋岩体の北端に存し、そのうち七号一坑から主に採鉱されている。日野上鉱山の稲積、日野上及び大江の各鉱床は、稲積山蛇紋岩体の中央線に沿つて北東東に存在する。前記した何れの鉱床においてもクロム鉄鉱は、或特別な蛇紋岩体のいくつかの裂隙に侵入したものである。広瀬鉱山の鉱床及び若松鉱山の南五号坑は、互に連続して、それらの鉱床のクロム鉄鉱は、肉眼的に塊状鉱から成るものが割合に多い。互に連続している広瀬鉱山の鉱床及び若松南五号坑の個々のクロム鉄鉱体の集りであるクロム鉄鉱床は、厚さ 1 米から 40 米、傾斜延長約 40 米、走向延長約 300 米であつて西方に傾いているが、時に殆ど水平であるところもある。若松七号鉱床は、鉱体全体として、厚さ 20 米、傾斜延長 35 乃至 40 米であつて、走向延長約 120 米に及ぶ。この鉱床の鉱石は、浸染鉱から成るものが多い。日野上鉱山の日野上鉱床は、主に浸染鉱から成つていて、厚さは 1 米から 10 米位であり、走向延長は約 80 米である。その鉱床の鉱体の走向は、 $N 70^{\circ} \sim 80^{\circ} E$  であり、傾斜は急である。その鉱体の走向は、稲積山蛇紋岩体の延びの方向、換言すれば、その長軸の方向に大凡雁行的に配列する傾向がある。上記のクロム鉄鉱体の各々のものの形は、板状、層状(縞状)、レンズ状、塊状等をなし、時に不規則に膨縮したものもある。鉱体は全般的に動力的な変化を蒙っていない。

珪酸塩とクロム鉄鉱の両熔融体は、混らないから、含クロムの珪酸塩の岩漿は、互に混らない二つの液体岩漿に分れた。含クロムの湿性の橄欖岩質岩漿乃至蛇紋岩質岩漿から橄欖石や頑火輝石は、橄欖岩、輝石橄欖岩、輝岩として集中固結した。この様な前期の超塩基性岩が固化した後生じた収縮裂隙(節理)に沿つて不混和の状態にあつた後期の含水の多少珪酸塩を含んだクロム鉄鉱の熔融体が侵入した。この進入体は、既に多少自己変質で蛇紋岩化していた隣接の母岩や、クロム鉄鉱の進入体に捕獲された母岩に更に変質作用を及ぼした。

橄欖石もクロム鉄鉱も部分により化学成分に変化があるため、固結する温度は一定でない。苦土橄欖石、鉄橄欖石、頑火輝石の熔融点は、それぞれ  $1890^{\circ}C$ 、 $1205^{\circ}C$ 、 $1557^{\circ}C$  である。当地方の橄欖石は苦土に富んで熔融点が高いため、一般に大部分の橄欖岩はクロム鉄鉱より早期に固つた。ここに晶出時期は熔融点によるだけでなく、圧力とか含有する瓦斯、水分等で変るのは勿論である。当地ではクロム鉄鉱、珪酸塩の混合熔融体に或程度の水とが炭酸瓦斯を含んでいたことが推測されるため、橄欖石やクロム鉄鉱は、一層低い温度で固つたものと見做すことが出来る。

クロム鉄鉱の採掘跡をみると、クロム鉄鉱が侵入した母岩の平滑に続いた磐肌もしくは



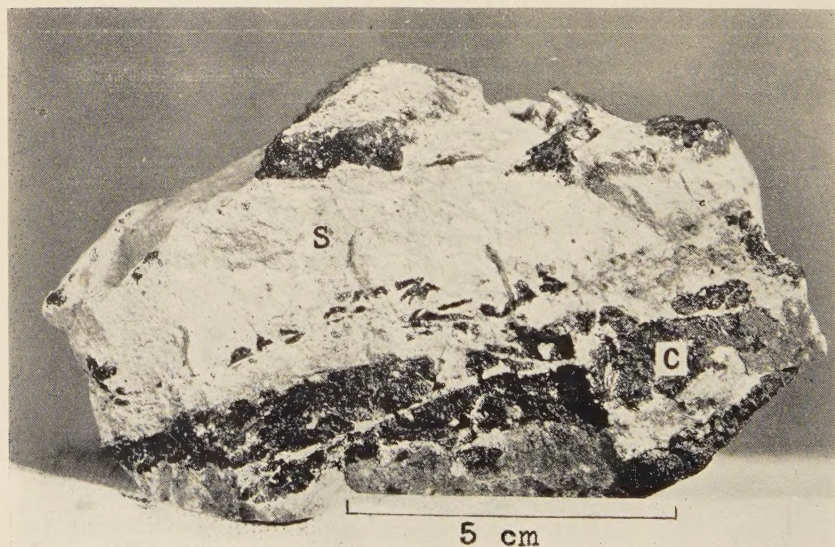
スレをもつ裂罅の状態が判る。この様な裂罅は、通常蛇紋岩の延びの方向にほぼ平行である。蛇紋岩体の延びの方向を横切る節理には、多くの場合クロム鉄鉍は有しないが、時に横切る節理にも厚さ 2.5 米、延長 15 米にわたつてみられることがある。蛇紋岩体の延びの方向の節理にも横切る節理にもサポー石脈や方解石脈乃至霏石脈が屢々みられる。クロム鉄鉍と母岩との境は概して明瞭で時に淡褐色のサポー石で満たされていることがある。けれども鉍体と母岩との境ははつきりしない場合もある。いづれにしても、母岩の裂罅の状態に規制されてクロム鉄鉍が生じたものである。此等のクロム鉄鉍体に、その延びの方向に平行に顕しい節理が認められることもある。クロム鉄鉍の熔融体の流動方向に通常レンズ状、脈状の蛇紋岩を包有しているが、時に不規則に存在するものもある。

鉍体の周縁が斑状鉍から成る場合、クロム鉄鉍粒を浸染した母岩と漸移する様にみえることがある。これは母岩が完全に凝固しないうちに、含珪酸クロム鉄鉍熔融体が進入して凝固しない母岩にクロム鉄鉍を浸染したものと考えられる。ここに進入体の浸染鉍とは、蛇紋岩中にクロム鉄鉍粒が後生的に浸染した意味でなく、初生的に生じたクロム鉄鉍が蛇紋岩中に点在しているものを云う。

若松鉍山七号鉍床には、クロム鉄鉍と蛇紋岩とが交互に縞状になつていところがある。私は先にこの様なところがみられるから、当地方のクロム鉄鉍の成因を結晶沈積作用で生じたものではないかと見たが、その後この様なものは蛇紋岩の平行裂罅に沿つてクロム鉄鉍が進入して生じたのであることが判つた。

塊状鉍はクロム鉄鉍に富んで、珪酸塩の成分の少い熔融体から生じたものである。斑状鉍乃至浸染鉍は、クロム鉄鉍に珪酸塩成分を多少含んだ岩漿から生じたものである。換言

第 2 図 縞状乃至墨流し状を示すクロム鉄鉍 (S 蛇紋岩, Cクロム鉄鉍)  
(若松鉍山七号鉍床産)



すれば斑状鉍はクロム鉄鉍粒と橄欖石とがもつれて生じたものである。ここに斑状鉍は平均 0.5 耗乃至 3.0 耗程度のもので、粒状で他形を示すものが多く、橄欖石の様な珪酸塩鉍物からなる石基で熔蝕されたように見做される。早期晶出のクロム鉄鉍が、岩漿の流動で引きずられ縞状あるいは墨流し状乃至不規則に配列し流理構造を示すものもある(第 2 図)。蛇紋岩体の裂隙に浸染鉍が進入した時、接触面に平行に点列的のクロム鉄鉍が浸染鉍中に存することもある。

前に述べた様に、鉍体を形づくる後期岩漿から生じたクロム鉄鉍及びそれに伴う珪酸塩鉍物は、前期岩漿から生じた母岩の裂隙に進入して生じたものであるから、母岩を形成する珪酸塩鉍物より後期に生成したものであることは明である。

一つの鉍体で肉眼的に塊状的の部分と斑状的の部分とがあるのは、固結する時にクロム鉄鉍と珪酸塩鉍物との混合の割合が部分的に不均質であつたためである。ここに塊状鉍及び斑状鉍の相違は、前者はクロム鉄鉍が密に存し、共生する珪酸塩鉍物が極めて少く、後者はクロム鉄鉍粒と共生する珪酸塩鉍物は比較的多いものであつて、両者には生成の時期に前後関係がない。斑状鉍は鉍体の周辺にも、鉍体の内部にも存するが、全般的に周辺に存在する傾向がある。ここに肉眼的に塊状的にみえても、鏡下で斑状的のものがある。前記しておいたように、浸染鉍あるいは斑状鉍からなる鉍体は、クロム鉄鉍が後生的に蛇紋岩中に浸染して生じたものでなく、後期の含クロム鉄鉍珪酸塩岩漿が前期岩漿から生じた母岩の裂隙に進入して生成したものである。

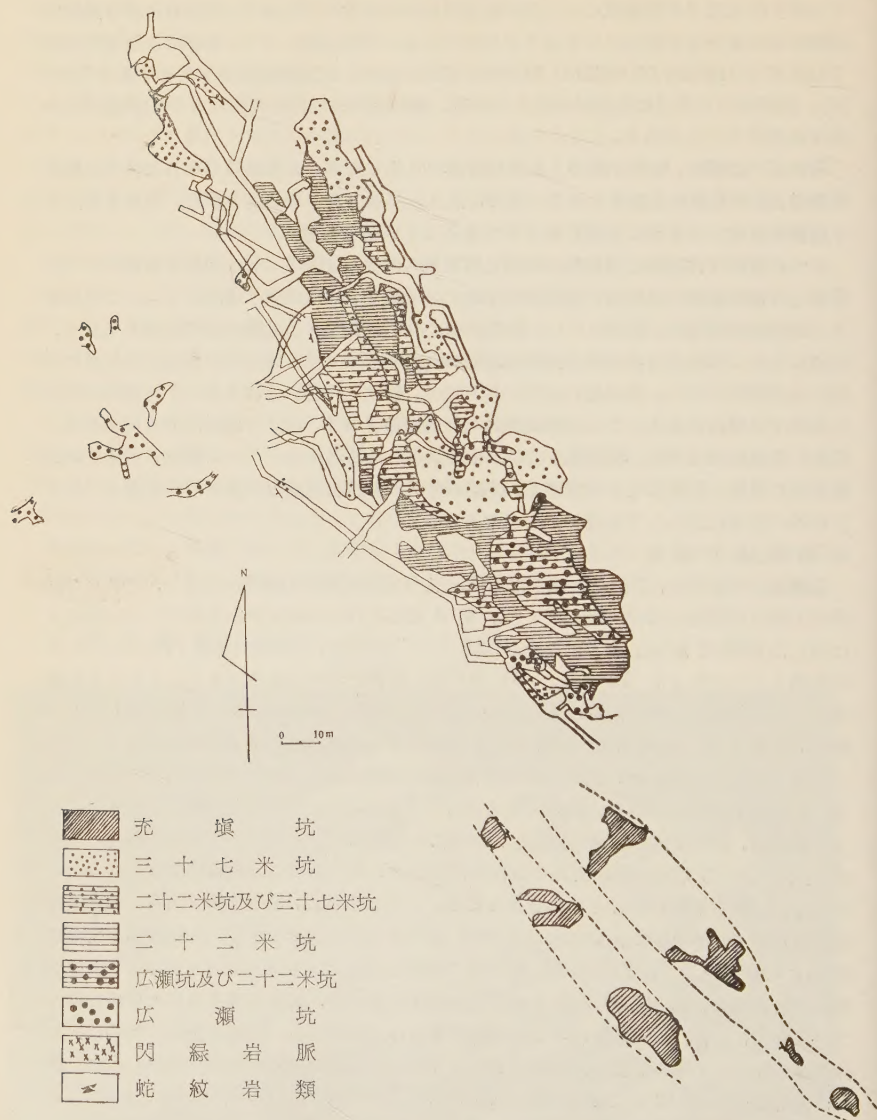
### 広瀬鉍山の鉍床

広瀬鉍山の鉍床は、広瀬坑、二十二米坑、三十七米坑及び充填坑から成り、それらの鉍床の方向は山稜線にほぼ一致している。第 3 図はそれらの鉍床をかさねて一つの図面上に示したものである。ここに二十二米坑、三十七米坑は、広瀬坑(海拔 775 米)を 0 米の基準としてそれより 22 米及び 37 米の高い位置に存する鉍床である。これらの広瀬坑、二十二米坑、三十七米坑は互に傾斜の方向に連続し、一般走向は  $N 10^{\circ} \sim 20^{\circ} W$ 、傾斜は  $30^{\circ} W \sim 70^{\circ} W$  である。広瀬坑は下部の鉍体で、鉍体は尖滅する傾向がある。二十二米坑と三十七米坑とは、南部において走向が一般走向から変つて  $N 70^{\circ} \sim 80^{\circ} W$  となり、更に二十二米坑は再び一般走向をとろうとするが、三十七米坑は消失してしまう。各々の鉍床は、蛇紋岩体の裂隙に進入したいくつもの塊状、レンズ状、板状等の鉍体の集りから成つていて、前記の様に走向の方向が変わるのは、源の裂隙の状態に応じて生じたものが動力的に母岩と共に曲げられたと見られる。二十二米坑は、最も規模の大きい鉍床で傾斜延長は約 5 米～30 米、走向延長は約 165 米である。三十七米坑は、上部の鉍床で傾斜延長は 5 米～30 米で、走向延長は 125 米である。二十二米坑及び三十七米坑は、大部分採鉍されたため、源の鉍体の全貌を知ることが出来ないが、鉍体と境をなした母岩は残っているから、母岩の源の盤肌(スレ)の状態を観ることが出来る。鉍体の走向、傾斜は、鉍体が接した母岩のスレの走向、傾斜を測ると判る。広瀬坑の鉍体の傾斜延長は 5 米～15 米、走向延長は約 40 米である。前に述べたように広瀬坑は下部の末端にある鉍体であるため、浸染鉍の多いのが特徴である。

此等の鉍体の上部で南方に二十二米坑及び三十七米坑を充填するために掘つた充填坑がある(第 3 図)。この充填坑は三十七米坑の南大凡 30 米にあつて、断続的に二列の鉍体の配列を示す傾向がある。この充填坑は 833 米のレベルにあるため、三十七米坑(813 米)



第 3 図 広瀬鉱山の鉱床



より 20 米の高所にある。充填坑の走向は  $N 15^{\circ} W$ 、傾斜は  $40^{\circ} W$  で走向延長は約 90 米である。この鉱床は前記の三鉱坑の鉱体とは不連続であつて別の鉱体である。

前記した広瀬坑、二十二米坑、三十七米坑の鉱体群の上部にもこれらの鉱体とは不連続



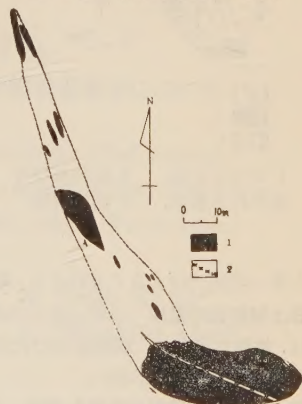
に鉍体があつたが、既に採掘された。

閃緑岩は二十二米坑及び三十七米坑の中間によく露われ、二十二米坑の北部にも広瀬坑にもみられる。

#### 若松鉍山五号鉍床-若松南五号坑

広瀬鉍山の三十七米坑(813米)の傾斜の方向に続いた鉍体で、837 米のレベルにあるから三十七米坑より更に 24 米の高所にある。一般に走向は  $N10^{\circ}\sim 20^{\circ}W$ , 傾斜は  $40^{\circ}W$  であるが、南部では三十七米坑と同様に、鉍体は  $N40^{\circ}\sim 80^{\circ}W$  に方向を転じている(第 4 図)。此の様に方向が変つたのは、広瀬鉍山の鉍体と同様に母岩の裂罅の状態に規制されて生じたものがその後横圧力で曲げられたものと見られる。広瀬鉍山の鉍床より上部鉍体で、最も高所に位置するのであるから辺縁鉍体に相当するものである。そのためにこの鉍体は断続的であつて而も浸染鉍の多い傾向がある。その断続的の鉍体の延長は 135 米、厚さは 5 米 $\sim$ 15 米である。鉍体が走向を変え南へ延びることは、下部鉍床の広瀬鉍山の三十七米坑と同様に、期待することは出来ない。南部の  $N60^{\circ}\sim 80^{\circ}W$  の方向を示す鉍体に、 $N80^{\circ}W$  方向に閃緑岩が侵入しているところがある。

第 4 図 若松鉍山南五号坑



1 鉍 体, 2 閃緑岩脈

#### 若松鉍山七号鉍床-若松七号一坑

前期岩漿より生じた蛇紋岩体の裂罅に、後期岩漿の珪酸塩、クロム鉄鉍の混合熔融物が侵入したから、進入体は全部クロム鉄鉍というわけではなく、クロム鉄鉍に富んだ部分も、蛇紋岩質岩石を有するところもある。クロム鉄鉍体が蛇紋岩塊を捕獲しているのが、屢々みられる。クロム鉄鉍体は、走向が通常  $N10^{\circ}\sim 20^{\circ}E$  であり、傾斜は  $30^{\circ}\sim 40^{\circ}W$  であつて、走向の方向に長く、傾斜の方向に短い。時に鉍床の一般走向から  $N60^{\circ}W$  の方向に曲つてそれたところもあるが、蛇紋岩体のもとの割目に支配されたものである。鉍体の端の部分は、不規則に蛇紋岩体の割れ目に入っている。クロム鉄鉍の採掘跡をみると、主に蛇紋岩を下盤として採鉍したことが判る。この鉍体には、浸染鉍が多いが、鉍体の北部に塊状鉍にみえるものがある。

#### 若 松 南 坑

若松南坑(海拔785米)は、若松七号一坑から続いた鉍体である。この鉍体は、殆んど採掘されたため、鉍体の全貌をうかがうことは出来ない。坑内で、クロム鉄鉍が斑縞岩を捕獲したところも、閃緑岩が蛇紋岩体に侵入したところもみられる。サポー石脈が、蛇紋岩の裂罅に存在しているところがよく観察される。

**若松中切二坑** 若松中切二坑(海拔771.7米)は、若松七号一坑から続いた鉍体の末端の部分で、一般走向は  $N10^{\circ}E$ , 傾斜は  $30^{\circ}\sim 40^{\circ}W$  である(第5図)。 $N5^{\circ}E$  の方向に向斜軸があつて、この軸は若松南坑から続いている。向斜軸より E 方向の鉍体が主なものであつて、向斜軸より W 方向の鉍体は小規模のものである。

第5図 若松鉱山七号鉱床中切坑



- 1 サポー石脈, 2 鉱体及び予  
想される鉱体, 3 蛇紋岩類

若松鉱山鉱床及び広瀬鉱山鉱床が属する出立山蛇紋岩体は、 $N10^{\circ}W$  の方向に延びているが、北部では  $N10^{\circ}W$  の方向の外に  $N10^{\circ}E$  の方向にも分れる。若松七号一坑、南坑、中切二坑が属する蛇紋岩体は、この  $N10^{\circ}E$  の方向に転じた部分であつて、鉱体の一般走向も前記の様に  $N10^{\circ}E$  で、分れた蛇紋岩体の延びの方向に一致している(第1図)。若松七号一坑、南坑、中切二坑における主な鉱床の走向は一般に  $N10^{\circ}\sim 20^{\circ}E$ 、傾斜は  $30^{\circ}\sim 40^{\circ}W$  であるが、鉱体の北端及び南端では、鉱体は狭まる傾向を有し、辺縁の部分の走向傾斜は一般の走向傾斜から変転する。

若松鉱山の露天堀のものは、採掘済である。この露天鉱床の下部に蛇紋岩があり、その蛇紋岩の下部に相当する鉱床が若松七号一坑等の鉱体である。

したがつて現在までに判つている主要鉱体は、若松

七号一坑側では大きく分けると、露天鉱床と現在採掘中の鉱床の二つである。

**日野上鉱山の鉱床** 日野上鉱山の鉱床は、日野上鉱床と稲積鉱床とから成る。日野上鉱床は、採掘し尽され、稲積鉱床の大部分のものも採掘されたため、蛇紋岩とクロム鉄鉱との関係は、不明の点が多い。

**日野上鉱山稲積鉱床稲積九号坑** 現在採掘中のものは、稲積九号坑の四十四米坑(776米)及び三十米坑(790米)である。両者は互に連続した鉱体である。鉱体は  $N30^{\circ}E$  の方向にそれぞれ延びていて、厚さは(3~4米)である。母岩の節理に沿つて、珪酸塩とクロム鉄鉱の熔融体が進入して生じた鉱体である。三十米坑の母岩のへりに蛇紋岩を捕獲した浸染鉱がみられる。両坑の母岩に浸染状のクロム鉄鉱粒がみられる。四十四米坑で、蛇紋岩に閃緑岩が、進入しているのが認められる。

**若松七号鉱床における珪酸塩鉱物とクロム鉄鉱の配列様式** 初期岩漿により生じた母岩の裂隙に、後期岩漿のクロム鉄鉱及び珪酸塩の液体熔融体が進入する場合、母岩の縁近くに斑状鉱が出来、中央部に塊状鉱が出来る傾向がある。勿論鉱体の中央部も斑状鉱である場合もある。下盤に接して橄欖石の残晶のある蛇紋石が多く、共生する斑状鉱の色は褐色とか黄褐色を示すものが多いが、褐黄色を示すものも存在する。母岩から離れると、前記したように、クロム鉄鉱は塊状的になり、共生する鉱物は蛇紋石化した橄欖石の外に、頑火輝石もみられる。蛇紋石化作用は鉱体の内部の方が母岩に近い部分より進んでいる。この塊状的のクロム鉄鉱は、褐黄色乃至黄褐色である。上盤に近い斑状鉱に伴つて頑火輝石が多く、母岩から離れたところには、頑火輝石は少くなる傾向がある。斑状鉱は、黄褐色、褐色、時に黒色の縁を有するもの、黒色の部分の多いもの等多様である。上記の様な傾向を有すると云う意味で、どの部分をとつてもこのような関係があると云うのでない。

上記のところから下盤側は橄欖石 ( $2MgO \cdot SiO_2$ ) の残晶のある蛇紋石に富み、上盤側は頑火輝石に富んでいるため、下盤側の方が上盤側より  $SiO_2$  に乏しく、 $MgO$  に富んでいた様に見られる。橄欖石の比重は 3.20~3.34であり、頑火輝石の比重は 3.18 であ



るから、比重の関係からも橄欖石の方が頑火輝石より下盤側に生ずる傾向がある。逆入体は、中央部はクロム鉄鉱に富み、両盤側は  $\text{SiO}_2$  に富んでいたように見做される。クロム鉄鉱の薄片の色が褐色であるのは  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  の含量の多いものであり、黄色のものは  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  の含量が少く、 $\text{MgO}$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  の量に富むものである。したがってクロム鉄鉱体の各部分のクロム鉄鉱の色から察すると、クロム鉄鉱の含水熔融体が母岩の裂隙に進入する場合、クロム鉄鉱の比重の大きいものが下盤側に生ずるような傾向がある。(未完)

## 石油母岩の研究 (第 2 報)

### 八橋油田・高野 R 113 号井コアの無機微量成分について

Studies on the resource-rocks of petroleum (2nd report)  
(Non-hydrocarbon constituents of the core samples from the Kôya  
exploratory well, R113, Yabase oil-field, Akita Prefecture.)

加 藤 磐 雄 (Iwao Kato)\*

阿 部 正 宏 (Masahiro Abe)\*

## 1. ま え が き

秋田油田の深部地質の探査の目的で、高野地区に於て所謂 3000 米の試掘<sup>1)</sup>が行われ、女川層以下の地質、並びに 2000 米以下の深層油層の存否が検討されている。この高野 R113 号井のコアが帝国石油株式会社の御好意によつて、その一部が恵まれ、この貴重なコアの油母岩及び火山砕屑岩類について、分光分析による微量無機成分を検出する機会が与えられたので、その結果について報告する。

高野 R113 井号のコアについては、既に牛島信義<sup>1)</sup>によつて深部地質と弾性波速度との関係について興味ある資料が報告されている。然しながら一般にコアに対する物理化学的研究は、未だ確立されておらず研究初期の段階であるので、筆者等も亦この種の堆積岩岩石学の体系を作ることと同時に、石油地質学並びに石油工学の基礎資料の一部に資したい目的を以て、油井コア並びにカツティング試料の取扱い方を検討しているが、今回は R113 号井コアの無機成分の検出結果について述べたい。

## 2. 無 機 成 分 の 検 出

(1) 試料の調整 分析を行つた試料は、R 113 号井に関しては深度 1684.7 m から 3112.6 m までの 134 個のコア試料があるが、その内玄武岩・安山岩質岩石 50 個を

\* 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室。

1) 昭和 30 年 4 月開坑、昭和 31 年 3 月掘止、深度 3,131 m、掘さく概況については石油技協誌、21, 148~151, 昭 31. 参照。

2) 牛島信義：石油技協誌、21, 195~197, 昭31.

除き<sup>1)2)</sup> 残りの 84 個の油母岩・凝灰岩・砂岩について、殆んど代表的と見做される試料 55 個を選んで分析した。実験に使用した試料は、コアの外側を除き中心部(最も新鮮と思われる部分)を選び、ハンマーで大砕きを行つたものを直接瑪瑙乳鉢で圧砕した後、よく磨滅して -200 mesh の細粉とした。

(2) 予備試験 発光条件を決める目的と、コアの中心部とコア全体、或いはその外側との検出結果を検討する目的で、同一条件で数個のコアについて比較検討を行つた。この結果はコアの外側周囲に附着物のある場合は別として、殆んどその差は認められない。この予備実験でもわかる様にコアの外側表面は取除くことが望ましい。

(3) 操 作 分光写真器は島津製水晶分光写真器 (QF-60) を使用し、弧光放電法・発光時間などの発光条件に関しては、予備実験を行つた後、その条件を定めて各試料につき下記の発光条件で分析した。

[1] 試料:  $\pi r^2 h = (0.75)^2 \times 3.14 \times 5 (\text{mm}^3)$  (島津製炭素棒に 径 1.5 mm, 深さ 5 mm)

[2] 乾板: 富士プロセス乾板 (分光分析用) 4×10 inch

[3] 電極間隔: 2 mm

[4] スリット: 0.005 mm

[5] スリット結像法 (1 個の集光レンズ) (定量的場合は中間結像法を可とする)

[6] 露出時間: Fe (鉄標準電極),  $R=80 \Omega$ , 2 Amp., 3 sec.; 試料  $R=16 \Omega$ , 6~7 Amp., 10 sec.

[7] 現像: FD-31, 現像時間 4 分, 現像温度 18°C, 定着 コダック F-5

[8] 分光写真乾板は約 20 倍に拡大投影して、各元素の永存線、波長目盛、標準鉄波長を予め一緒に撮影した同倍率の写真と比較して測定に便ならしめた。

(4) 分析結果 上に述べた発光法、発光条件で行つた結果、Ag, Al, B, Ba, C, Co, Cr, Cu, Fe, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, Pb, Si, Sn, Sr, Ti, V, Zn の 22 元素が検出された。3500Å~4100Å の間は炭素バンドが邪魔して測定が不充分であるので、元素の検出が出来ないものもある。また B, C は炭素電極中にも存するので保留し、Al, Fe, Mg, Na, Si の 5 主要元素と、Ag, Ba, Co, Cr, Cu, Li, Mn, Mo, Ni, Pb, Sn, Sr, Ti, V, Zn の 15 微量元素とに分けられる。1693.5 m から 3112.6 m までのコア 54 個の微量元素の検出結果は第 1 表に示す通りである。

### 3. 分析結果の考察

微量元素の垂直的分布 第 1 表に示した 15 微量元素について、その上下関係を比較検討した。54 個の試料ではあるが、比較し得る範囲内で次の如く要約される。

Ag は 2137.5 m までは処々に認められるが、それ以下ではみられない。Cu は 1950.5 ~ 2154.0 m に多い。Ba, Li, Pb, Sn, Sr, Zn は明瞭な傾向は求められない。然しながら Co, Cr, Ni の共存と、これに加味して Ag, Mo, Sr を比較してみると、かなり明瞭に区分出来る。Mn は 1798.0 m ~ 1985.5 m と 2879.9 m 以下が稍々多く、Ti は 1891.5 ~ 1995.0 m がやや、少い傾向がみられる。V は 1719.8 ~ 1763.0 m に多く、且つ 2000 m

1) これらの火山岩類については、河野義礼教授のもとで、別に岩石学的研究が行われている。

2) R113 号井コアによる層位的解釈については、藤岡一男・井上武等による報告がある。石油技術誌, 21, 110, 昭 31.



第 1 表 高野 R113 号井コーアの無機微量成分 (\*\*\*\*, \*\*, \*, \*, \*, \*, ? の順に少量)

試料	深度(m)	岩 質	Ba	Li	Sr	Co	Cr	Ni	Ag	Cu	Mo	Pb	Sn	Zn	Mn	Ti	V
3	1693.5	Tuff breccia	*	? ?	***	**	*	?	*	**					***	**	
4	1697.3	Siltstone	*	? ?	***	**	*	**	*	**	*	* ?		**	**	**	
5	1705.6	"	*	? ?	***	*	*	**	* ?	**		* ?		**	**	**	
7	1710.3	"	*	* ?	*	**	*	**	* ?	**		* ?		**	**	**	
9	1715.5	Tuff breccia	*	*	**	**	**	*	*	*	?	* ?		*	**	**	
11	1719.8	Siltstone	*	*	**	**	**	*	*	*		* ?		*	**	**	
14	1729.0	"	*	*	**					*		* ?		*	**	**	*
17	1732.4	"	***	*	**					**		* ?		*	**	**	*
20	1744.4	Mudstone	*	*	* ?					*		* ?		*	**	**	*
22	1748.9	Tuff	*	*	* ?	*	**	* ?		*		* ?		*	*	**	*
23	1755.5	Siltstone	*	*						*		* ?		*	*	**	*
25	1763.0	"	*	* ?						*		* ?		*	*	**	*
26	1774.5	"	*	*					* ?	*	*	* ?		*	*	**	*
27	1778.2	Tuff	***	*						*		* ?		*	*	**	* ?
28	1790.6	Dacite ?	*	* ?					*	*		* ?		*	*	**	* ?
29	1748.0	Siltstone	*	* ?					*	*	* ?	* ?		*	*	**	*
30	1811.2	"	*	* ?				**	*	*		* ?		*	*	**	
33	1819.6	"	*	* ?		**	?	**	*	*		* ?		*	*	**	
34	1849.3	"	*	*	* ?	**	*	**	*	*		* ?		*	*	**	
35	1855.7	"	*	*	* ?	**	*	**	*	*		* ?		*	*	**	
39	1864.5	"	*	*	* ?	*	*	**	* ?	*	*	* ?		*	*	**	* ?
41	1874.3	Mudstone	***	* ?	****	**	?	**	*	*	*	*	*	*	***	*	
44	1879.0	Siltstone	*	*	* ?	**	*	**	* ?	*	*	*	*	*	***	*	
45	1891.5	"	*	*	*	**	*	* ?	*	*	*	*	*	*	***	*	
47	1897.8	"	*	*	* ?			* ?	*	*	*	*	*	*	***	*	* ?
49	1902.5	"	*	* ?	* ?			* ?	*	*	*	*	*	*	***	*	* ?
52	1909.0	Tuff	*	*						*		*		*	*	*	*

第 1 表 (つづき)

試料	深度(m)	岩	質	Ba	Li	Sr	Co	Cr	Ni	Ag	Cu	Mo	Pb	Sn	Zn	Mn	Ti	V
55	1915.5	"		*	?						*		*		*	**	*	*
57	1927.2	"		**	*						*		*		*	**	*	?
59	1940.2	"		*	*	*					*		*		*	**	*	*
62	1950.5	Siltstone		**	*	*	*	*	*	?	***	*	*		*	**	*	*
63	1953.0	"		**	*	*	*	*	*	*	***	*	*		*	**	*	*
64	1956.5	Tuff		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*		*	**	*	*
65	1960.7	"		*	*	*	*	*	*	*	***	*	*		*	**	*	*
74	1976.0	Siltstone		**	*	*	*	*	*	*	***	*	*		*	**	*	*
75	1983.4	"		*	*	*	*	*	*	*	***	*	*		*	**	*	*
76	1985.5	"		***	*	*	*	*	*	*	***	*	*		*	**	*	*
78	1995.0	"		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*
79	1998.0	Tuff		**	*	***	*	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*
84	2134.0	Siltstone		*	*	*	*	*	*	*	***	*	*		*	*	*	*
85	2134.8	"		*	*	*	*	*	*	*	***	*	*		*	*	*	*
86	2137.5	"		*	*	*	*	*	*	*	***	*	*		*	*	*	*
87	2154.0	"		*	*	*	*	*	*	*	***	*	*		*	*	*	*
114	2673.2	"		*	*	*	*	*	*	*	***	*	*		*	*	*	*
115	2685.8	Sandstone		*	*	*	*	*	*	*	***	*	*		*	*	*	*
116	2812.1	Siltstone		*	*	*	*	*	*	*	***	*	*		*	*	*	*
117	2879.9	"		*	*	*	*	*	*	*	***	*	*		*	*	*	*
118	2880.2	Meta siltstone		**	*	*	*	*	*	*	***	*	*		*	*	*	*
121	2919.5	"		**	*	*	*	*	*	*	***	*	*		*	*	*	*
122	2972.6	Siltstone		*	*	*	*	*	*	*	***	*	*		*	*	*	*
123	2980.0	Meta siltstone		*	*	*	*	*	*	*	***	*	*		*	*	*	*
124	2996.0	Siltstone		***	*	*	*	*	*	*	***	*	*		*	*	*	*
125	2997.1	"		*	*	*	*	*	*	*	***	*	*		*	*	*	*
129	3020.0	Meta shale		***	*	*	*	*	*	*	***	*	*		*	*	*	*
134	3112.6	"		**	*	*	*	*	*	*	***	*	*		*	*	*	*



までは Ni の多いものは殆んど V の存在が認められず、2000 m 以下は逆に Ni と V が共存する関係を指摘されよう。

試料の個数は 2000 m 以下に極めて少いので、これについて比較検討することは差控える。以上の分光分析による検出結果の全般的考察として、牛島氏による<sup>1)</sup> 弾性波速度と比重との関係による垂直的分帯 (zoning) と、今回の微量成分垂直的分布による分帯とを比較吟味してみた(第 2 表参照)。

1) 弾性波速度と比重とによれば 1684~1944m は 2.8~3.6 km/sec., S. G. = 2.04~2.48 に対し、1950~2000m は 4 km/sec, S. G. = 2.44~2.78 であり、これは分光分析の結果からも 59(1940.2m)の凝灰炭と 62(1950.5m)のシルト岩を界として、Co, Cr, Cu, Mo, Ni, Sr, (Ag) 等の元素の集中如何により明かな様に、上下に大別可能である。

2) 1944m より上位について、弾性波速度・比重でその差異は論ぜられていないが、1693.5~1715.5 m までが Ag, Co, Cr, Mn, Ni, Zn 等が集中しており、また 1798.0~1900m 附近が Ag, Co, Cr, Ni, Sr, Zn が集中しており、以上から試料番号 3~9, 11~28, 29~47, 49~59 の 4 区分が可能である。

3) 弾性波速度と比重では 1950m 以下の火山岩類についても比較されているが、今回は油母岩、火山碎屑岩についてのみ検討したので<sup>2)</sup>、これらについては言及できない。この間の油母岩についても個数が少いので明かでないが、84~87(2134~2154m)附近の Ag, Co, Cr, Mo, Ni, Sr, Zn の集中と、117(2879.9m)以下の微量成分の変化も注目され、主要元素の Al, Fe, Na 等についても変化があらわれている。

**Ni 及び V の検出結果について** 検出された各元素については以上の様な比較が行われるが牛島氏による弾性波速度と比重に関する資料は、必ずしも単に垂直的分帯に対する効用のみを意味するものでなく、この種の物理恒数と、岩種、深度に関連して深部岩層の構成に関する基礎的な知識として注目されるべきものであろう。他方分光分析による微量無機成分の検出は上述の如く、少くとも垂直的変移による分帯に有効ではあるが、これらの微量成分の分布の古地化学的意義乃至は一連の油母岩の構成並びに形成過程に関連して根本的に考究さるべきものであろう。

無機成分からみた堆積岩の油母岩の地域性については、既に前報告<sup>3)4)</sup>により一応の成果が得られた。堆積岩についてのこの種の資料は極めて少いが、最近海成或いは陸水成堆積岩についての研究がみられる<sup>5)</sup>。更にまた原油の生成起源に関しても、この種の無機成分による検討が近年になつて屢々行われるようになって来た。特に Ni 及び V の存在、並びにこれと porphyrin との相関性について最近興味ある研究が行われている<sup>6)7)8)</sup>。

1) 牛島信義：前出，昭 31。

2) 火山岩類の微量成分については、別に岩石学的検討と併せて、植田良夫助教授により分析されている。

3) 加藤磐雄，阿部宏宏：岩鉱，40, 169~177, 1956; 41, 53~59, 129~136, 1957。

4) Kato, I., & Abe, M.: Sci. Rept. Tohoku Univ., Ser. 3, 5, 325~334, 1957; VI, 500~515, 1958。

5) Degens, E. T., Williams, E. G., & Keith, M. L.: Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 41, 2427~2455, 1957。

6) Bonham, L. C.: Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 40, 897~908, 1956。

7) Dunning, H. N., & Moore, J. W.: Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 41, 2403~2412, 1957。

8) Hodgson, G. W., & Baker B. L.: Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 41, 2413~2426, 1957。

第 2 表 R 113 号井コアによる垂直的分帯

深 度 (m)	岩 質*	弾性波速度 <sup>1)</sup> (km/sec.)	比 重 <sup>2)</sup>	微量元素による分帯 <sup>3)</sup>	
				試料(深度)	集 中 元 素
1684	.....			9 (1715.0)	Ag, Co, Cr, Mn, Ni, Zn
	1717 dark grey siltstone, green tuff, fine tuff, tuffaceous sandstone	2.27~3.60	2.04~2.48	11 (1719.8) 28 (1790.6) 29 (1798.0) 47 (1897.8) 49 (1902.0) 59 (1940.2)	Ag, Co, Cr, Ni, Sr., Zn
1944	1941			62 (1950.5)	Co, Cr, Cu, Mo, Ni, Sr, (Ag)
	主として dolerite (meta shale)	1968.0 3.92~4.10	2.44~2.78	79 (1998.0)	
2115	black hard siltstone, dolerite, amygda- loidal andesite	2003.0		84 (2134.0) 87 (2154.0)	Ag, Co, Cr, Mo Ni, Sr, Zn
2245	2278 amygda- loidal andesite	2.50~3.52 2332.9	2.34~2.47		
2340	dolerite, amygda- loidal andesite				
2563	主として black hard siltstone				
2793	black hard siltstone, amygda- loidal andesite			117 (2879.9)	
2940	black hard siltstone (meta shale)	2972.0 3.70~4.48	2.51~2.54		
3007	black hard siltstone, amygda- loidal andesite, dolerite	3001.0 3.75~4.17	2.56		
3131	(掘 止)				

\* コア全試料について主として筆者等の観察した結果に基いて、牛島氏により岩質による分帯が行われた。

1), 2) 牛島信義：資料(前掲, 昭 31)。

3) Ni 及び V の共存関係については本文参照。

R113 号井について今回検出された Ni と V については、単に相対的な観察に止るが、一応次の如く指摘される。即ち V は 11(1719.8m) のシルト岩から 25(1763.0m) のシルト岩までに多く認められるが、2000m までは Ni の多いものは殆んど V を認めず、2000m 以下では逆に Ni の多いものにも V が認められる。Ni と V との相関関係については以上の一般の傾向についての観察結果のみを述べて、今後改めて他地域の油母岩類についての結果と併せて検討を期している。

R 113 号油井コア 55 個の分光分析により一応以上の結果を得たが、現在行っている油田地域の母岩の岩相解析並びに今後検討を期待している原油それ自体の内容とによる相関性を具体的に把えてゆくための一資料ともなることを期待したい。

本研究に当つて、貴重なコアを恵与された帝国石油株式会社の各位並びに種々有益な御教示と便宜を賜った牛島信義氏、石油資源開発株式会社・柴田莊三、別所文吉両氏に深謝の意を表する。また実験に際しては榑田良夫助教授より懇切な御世話を載いたことを茲に深謝する。

研究費の一部は文部省科学研究費によつたことを明かにし謝意を表する。

## 豊羽鉱山における赤鉄鉱および磁鉄鉱の産状について

On the occurrence of hematite and magnetite from  
the Toyoha mine, Hokkaido.

藤 原 哲 夫 (Tetsuo Fuziwar)\*  
斎 藤 昌 之 (Masayuki Saitō)\*

**Abstract:** The Toyoha mine situated at about 30 km southwest of Sapporo city, is working on epithermal vein systems which occur along some shearing and tensile cracks in green tuff, propylite and black shale of the Miocene series. The ore veins carry abundantly galena, sphalerite, pyrite and quartz and lesser amount of rhodochrosite. A little hematite and magnetite are detected in the lower part of these veins. In this paper, genesis of the iron oxides in the epithermal vein is discussed.

### 1. ま え が き

豊羽鉱山は、豊羽鉱山株式会社が経営する鉛・亜鉛・硫化鉄鉱山である。札幌市南西約 30km にあつて、大正の初期には、銀を稼行の対象としていた。当時は、おもに 0m 坑から上部で採掘されていたが、現在では -275m 坑まで開さくされ、おもに、-90m 坑以下で鉛・亜鉛・硫化鉄が稼行されている。

\* 北海道立地下資源調査所。

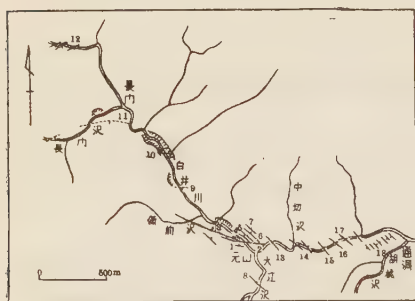


この鉱山については、渡辺久吉<sup>1)</sup>、小林儀一郎<sup>2)</sup>、金田政一<sup>3)</sup>、渡辺武男<sup>4)</sup>、昭和25年の再開以降には、太田垣享<sup>5)</sup>、杉本良也<sup>6)</sup>、土居繁雄<sup>7)</sup>、大町北一郎<sup>8)</sup>らの調査研究がみられる。筆者たちも、数年来調査研究をつづけ<sup>6)9)</sup>、すでに先年、筆者の1人斎藤が、鉱体と富鉄体の関係についてのべ、その形態と鉱化作用の性格について言及した<sup>10)</sup>。今回は、その鉱物共生の関係を研究中、浅熱水性鉱床の場合には、きわめて例が少ない\*とされている赤鉄鉱の磁鉄鉱化現象をみとめたので、報告することとした。それは、鉛・亜鉛を多量に晶出した時期の末期に、黄鉄鉱・石英・菱マンガン鉱と共生する赤鉄鉱の1部が、菱マンガン鉱晶出時の  $H_2$  や  $CO$  などの影響によつて、比較的低温と考えられる状態で還元され、磁鉄鉱化したと解される現象である。ここに、坑内および顕微鏡下の観察結果からその産状をのべ、若干の考察を行つて批判を願う次第である。

なお、この研究を進めるに当つては、北海道大学鈴木醇教授、舟橋三男助教授から指導をいただいた。また、大町北一郎講師と北海道立地下資源調査所斎藤仁副所長、杉本良也技師から助言を寄せられ、豊羽鉱山阿古目邦夫、岡部源次郎の両氏からは、調査の際、いろ

うと便宜を与えられた。図版は、北海道立地下資源調査所大島美智子氏の、分析は、佐藤巖氏の、それぞれ労をわずらわした。明記して、厚く感謝の意を表わす。

第1図 豊羽鉱山主要鉄脈分布図



1; 石見鍾, 2; 播磨鍾, 3; 但馬鍾, 4; 北見鍾  
5; 天塩鍾, 6; 石狩鍾, 7; 十勝鍾, 8; 大江沢鍾,  
9; 備前鍾, 10; 備後鍾, 11; 長門鍾, 12;  
膽振鍾, 13; 羽後鍾, 14; 大和鍾, 15; 越後鍾  
16; 三河鍾, 17; 相模鍾, 18; 東側より通洞武蔵鍾, 通洞第1号〜第6号鍾。

## 2. 地質および鉱床の概要

**地質** 鉱山の附近は、いわゆるグリーン・タフ地域である。緑色凝灰岩および変朽安山岩熔岩を主体とし、砂岩・頁岩・礫岩などをもない、さらに、石英粗面岩、石英安山岩、玄武岩などによつて貫ぬかれている。これらは、岩質と層序とから、新第3紀中新世綏靖期のものと考えられている<sup>11)12)</sup>。

**鉱床** 鉱床は、緑色凝灰岩、変

- 1) 渡辺久吉：鉱物調査報告, 16, 1913.
- 2) 小林儀一郎：鉱物調査報告, 24, 1~49, 1917.
- 3) 金田政一：北大理地鉄卒論, 手記, 1941.
- 4) 渡辺武男：北海道地質見学案内書, 5, 1943.
- 5) 山口四郎・佐々木久・太田垣享：北海道鉱山学会誌, 11, 1~6, 1950.
- 6) 斎藤昌之・土居繁雄・杉本良也：鉱山地質, 2, 238, 1952.
- 7) 11) 土居繁雄：5万分の1地質図幅定山溪説明書, 1953.
- 8) 大町北一郎：北海道地質要報, 21, 38, 1953.
- 9) 12) 藤原哲夫：北大理地鉄卒論, 手記, 1953.
- 10) 斎藤昌之：北海道鉱山学会誌, 11, 29~32, 1955.

\* 最近、高島彰が、今金鉱山で磁鉄鉱化の現象をみとめている(地質 56, 234~235, 1950)。

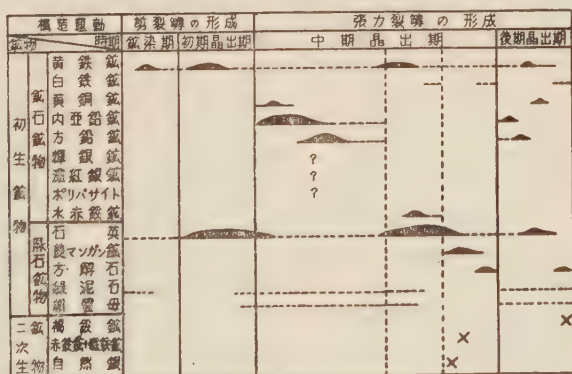
朽安山岩および黒色頁岩に胚胎する。いわゆる浅熱水性鉱脈である。いままでは発見された鉱脈は、20 を越えているが、分布のうえから、通洞・元山・長門の 3 群にわけられる(第 1 図参照)。前の 2 者は、鉛・亜鉛・硫化鉄をおもなものである石英脈であるが、後者は、鉛・亜鉛に乏しいマンガン・方解石脈である。これらのうち、現在豫行されているのは、元山鉱脈群だけである。

元山鉱脈群は、おおよそ 10 の鉱脈から成立っている。E-W 方向のものと、NW 方向のものとである。前者は、この鉱脈群の主脈といわれるもので、播磨鍾と、その延長に雁行して連なる但馬鍾とである\*。後者は、それと、ほぼ 45° に交わる分岐脈といわれるもので、北見・天塩・石狩・十勝などの鍾である。筆者の 1 人斎藤は、E-W 系統のものは剪裂綫、NW 系統のものは張力裂綫と考え<sup>1)</sup>、今井秀喜は、NW 系統のものを、但馬鍾もふくめて、2 次剪裂綫とのべた<sup>2)</sup>。

播磨鍾の走向延長は、約 500m であり、但馬鍾の走向延長は、現在までに確認されただけで、1,000m を越えている。鍾巾は、10m を超えることがめずらしくない。但馬鍾では、20m に達する個所がある。これに対し、分岐脈といわれるものは、1m 以下のもので、走向延長も、ほとんどが 100m 以内にとどまる。

播磨鍾および但馬鍾のおもな鉱石鉱物は、黄鉄鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱で、黄銅鉱・銀鉱物・赤鉄鉱などをとめない、脈石鉱物としては、石英・菱マンガン鉱・方解石などがあげられる。その晶出は、大きくみて、(石英→黄鉄鉱)→(閃亜鉛鉱→方鉛鉱→黄鉄鉱→石英→菱マンガン鉱・方解石)の順を追つたとみられる(第 2 図参照)。しかし、その機構は剪裂綫をともなつて行われた優勢な黄鉄鉱化によつて代表される鉱化期と、張力裂綫の形成と歩調を一にした、閃亜鉛鉱・方鉛鉱脈で代表される鉱化期と、2 つに大別して考えなければならない。閃亜鉛鉱・方鉛鉱で代表される鉱化期は、いわゆる裂綫充填の形式

第 2 図 豊羽鉱山播磨鍾鉱物晶出順序



\* 従来は、E-W 方向をとる主脈は播磨鍾だけで、但馬鍾は、北見・石狩などと同じように、それに交叉する分岐脈と考えられてきた。

1) 斎藤昌之：前出，1955。

2) 今井秀喜：鉱山地質，5，73，1955。

をとる脈で、縞状構造や櫛状構造がよくしめされている。

母岩の変質作用としては、広域におよぶものとして、緑泥石化作用・炭酸塩化作用・弱い曹長石化作用・珪化作用・黄鉄鉱化作用などがみられ、鉱脈附近の局所的な変質作用としては、黄鉄鉱化をともなつた、絹雲母・石英化とモンモリロナイト化がみとめられ、これにつづいてカオリン化もみられる。

### 3. 赤鉄鉱と磁鉄鉱の共生関係

**産 状** 豊羽鉱山でみられる赤鉄鉱と磁鉄鉱は、張力裂罅の形成と歩調を一にした、閃亜鉛鉱・方鉛鉱で代表される鉱化期の末期にみとめられるもので、閃亜鉛鉱一方鉛鉱一方黄鉄鉱一方石英・菱マンガン鉱脈の 1 部に、附随して産する。この赤鉄鉱と磁鉄鉱の共生関係が、とくに、いちじるしくみとめられたのは、播磨鍾下部の -150m 坑東 4 号の下盤側であつた。両者の共生関係を観察できた -150m および -120m 坑の、各坑水準の坑内地質図は、緑色凝灰岩と、そのなかに夾在する黒色頁岩に塗りわけられる。鍾巾は 10m に達する。この 10m に達す鍾の内の中は、母岩の交代作用にはじまる黄鉄鉱化が、剪断歪力をともなつて激しく行われた、剪裂罅によつて決定された。そしてさらに、閃亜鉛鉱・方鉛鉱の優勢な鉱化作用が、鍾の内に集中した張力裂罅を埋めて行われ、富鉄化したのである。この閃亜鉛鉱・方鉛鉱を多量に晶出した末期には、石英や菱マンガン鉱などが、晶洞を形成したり、空隙を埋めたりしている。この石英や菱マンガン鉱の多い部分に、赤鉄鉱が附随し、その 1 部が磁鉄鉱化している。

第 3 図は、播磨鍾 -150m 坑東 4 号において、赤鉄鉱と磁鉄鉱の生成関係をしめしている部分のスケッチである。

(1)~(2)は、鉱脈生成の先駆をなす鉱染期をしめす部分である。母岩には歪が加わり、黄鉄鉱が鉱染し、あるいは、網状微脈となつて、白色細粒の石英がともなわれている。(3)は、中期晶出期末にみられる、多量の石英の晶出に関連した変質部である。(4)は、中期晶出期および後期晶出期の硫化鉱物の晶出に関連した変質部である。(5)~(10)は、中期晶出期の主要部を形成するもので、その初期には、閃亜鉛鉱・方鉛鉱が多量に晶出し、つづいて黄鉄鉱の晶出となり、末期には、石英の晶洞を、マンガン方解石がおおっているのがみられる。(5)は、このスケッチでは、閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄鉄鉱・黄銅鉱などの、緻密な塊状部分となつているが、これを追つて盤際で観察すると、閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄鉄鉱などが大きな結晶となり、美しい縞状構造をつくつている。(6)の黄鉄鉱は、ふつうは緻密であるが、微晶質のものは、 $a(100)$  および  $e(210)$  の単形およびそれを主体とするもの、すなわち 6 面体~5 角 12 面体型である。(7)は、硫化鉱物が多量に晶出したあとの、末期石英であり、それが、よりききに晶出した硫化鉱物に接して、急冷し低温状態になつたと考えられる部分は、(8)のように、乳白色微粒の石英になつている。そしてその中に、赤鉄鉱と磁鉄鉱がみられる。この末期石英を鏡下で観察すると、径 0.08~0.5 mm のもので、波動消光は、ほとんどみられない。また、割目も少なく、無色新鮮なものである。壁のところは、やや細粒であるが、中央に向つて伸長し、脈の中央は、非常に粗粒になつている。チリ状物質は、ほとんどみられない。このように、交代的な要素はみられず、明らかに、空隙を埋めて生成した形がうかがわれる。乳白色の部分は、径 0.02~0.06 mm の細粒となつている。(9)は、末期石英のあとにつづいて晶出した、菱



マンガン鉱で、劈開のあまり見られない緻密質のものである。この菱マンガン鉱の附近にみられる初生赤鉄鉱は、2次生赤鉄鉱および磁鉄鉱に変つていものが多い。(10)は、赤鉄鉱および磁鉄鉱である。第4図にしめすように、乳白色微粒石英中に煉瓦赤土状の水赤鉄鉱が、その周辺部から、灰黒色の緻密な集合体あるいは針状や菱形の赤鉄鉱に変つてい。この2次生赤鉄鉱は、さらに、その周辺部や中心部から磁鉄鉱化している。磁鉄鉱化の後、黄鉄鉱の微脈に切られたり、かこまれたりしているのがみられる(第5図、3および第5図、4参照)。(11)~(13)は、いわゆる後期晶出期のもので、さきに晶出した各鉱物や脈を切つてい。

**肉眼の性質** 初生赤鉄鉱は、いわゆる水赤鉄鉱で、肉眼では、煉瓦赤土状である。2次生赤鉄鉱は、純粹な赤鉄鉱(赤鉄鉱、針状赤鉄鉱)で、肉眼では、灰黒色緻密集合体または針状結晶をしてい。磁鉄鉱は、肉眼では、鉄黒色緻密集合体または粒状結晶で、きわめて磁性が強い。

2次生赤鉄鉱と磁鉄鉱は、とくに緻密に、相伴なつてみられるので、肉眼で区別することは困難である。また、分離して化学的に吟味することもむずかしいが、反射顕微鏡下では、明瞭に区別される。

#### 反射顕微鏡下の観察

(a) 2次生赤鉄鉱 反射色は、方鉛鉱にくらべて、やや青味を帯びた感じの暗い灰色で、閃亜鉛鉱よりは、やや明るい。硬度は、磁鉄鉱よりもやや高く、異方性がある。腐蝕反応は、すべての試薬に対して反応しない。

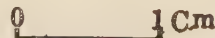
(b) 磁鉄鉱 反射色のあまりいちじる

第3図 赤鉄鉱と磁鉄鉱の生成関係をしめす部分のスケッチ



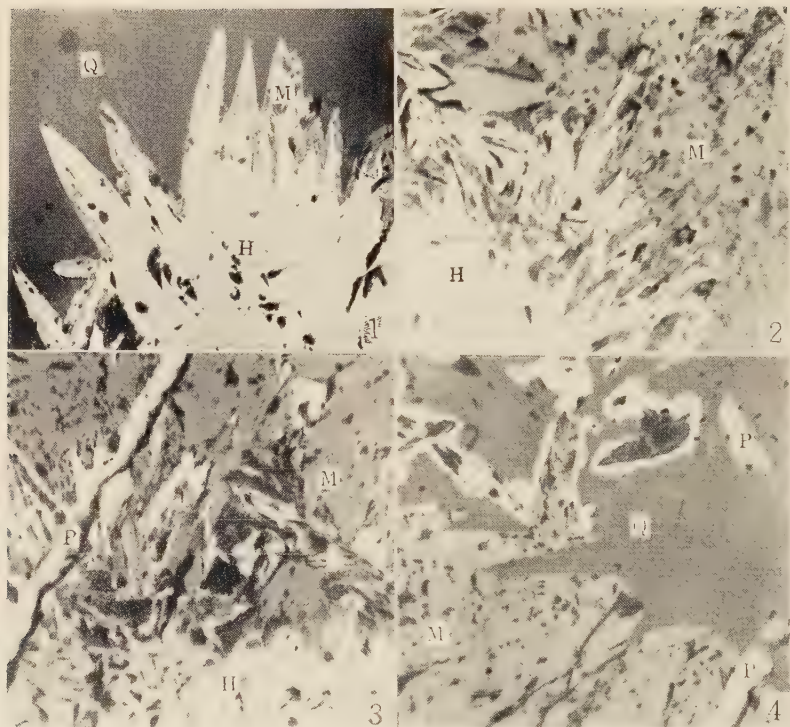
1; 黒色頁岩, 2; 黄鉄鉱網状微脈, 3; 強珉化部, 4; 強緑泥石化部, 5; 閃亜鉛鉱, 方鉛鉱, 黄鉄鉱ときに黄銅鉱の細粒結晶で構成されてい緻密混合品, 6; 中期黄鉄鉱, 7; 透明~半透明粗粒石英, 8; 乳白色微粒石英, 9; 菱マンガン鉱→マンガン方解石, 10; 赤鉄鉱および磁鉄鉱, 11; 褐色~黄褐色中粒閃亜鉛鉱, 12; 中粒方鉛鉱, 13; 透明長柱状石英および晶洞。

第4図 微粒石英中の赤鉄鉱と磁鉄鉱の状態



Q; 乳白色微粒石英, H; 水赤鉄鉱, M; 鏡鉄鉱: 磁鉄磁, P; 黄鉄鉱。

第 5 図



1. H; 赤鉄鉱, M; 磁鉄鉱, Q; 微粒石英, 微粒石英中の赤鉄鉱が, その周辺部から磁鉄鉱化している。(×95)

3. M; 磁鉄鉱, H; 赤鉄鉱, P; 黄鉄鉱, 赤鉄鉱が磁鉄鉱によつて交代され, これらの鉱物が黄鉄鉱によつて切られる。(×95)

2. M; 磁鉄鉱, H; 赤鉄鉱, 赤鉄鉱が交代されやすい部分から磁鉄鉱化している。(×95)

4. M; 磁鉄鉱, P; 黄鉄鉱, Q; 微粒石英, 黄鉄鉱が磁鉄鉱を切つたり, 囲んで晶出している。(×95)

しくない, 桃色を帯びた灰色で, 等方性である。腐蝕反応は,  $\text{HNO}_3(1:1)$ ,  $\text{HCl}(1:1)$ ,  $\text{KCN}$ ,  $\text{FeCl}_3$ ,  $\text{KOH}$ ,  $\text{HgCl}_2$  などの試薬に対して反応しない。硬度は, それに接する鏡鉄鉱よりも, わずかに低い。

(c) 赤鉄鉱の磁鉄鉱化作用 2 次生赤鉄鉱は, 普通, 径  $0.02 \times 0.08 \text{ mm} \sim 0.04 \times 0.25 \text{ mm}$  ぐらいの緻密集合体, または, 長さ  $0.04 \sim$  数  $\text{mm}$  の針状結晶や菱形の結晶をして, 乳白色緻粒石英中の水赤鉄鉱の周辺部にある。とくに針状結晶の場合には, 第 5 図, 1 のように, 方射状の形態をとることもめずらしくない。この針状結晶の場合には, 周辺部から磁鉄鉱化が進み, 針状赤鉄鉱の仮像をのこしているものが多い。緻密集合体の場合は, 周辺部あるいは中心部から磁鉄鉱化がみられるが, やはり, 第 5 図, 2 のように, 周辺部から交代されたものが多い。交代作用が広範囲に進むと, 中心部に, 赤鉄鉱の部分

が、わずかみとめられるていどとなり、周辺の磁鉄鉱化した部分には、赤鉄鉱の未交代の部分が残留し、外縁は、まったく磁鉄鉱にかわつている。なお、磁鉄鉱化のあとにも、破碎作用をうけながら黄鉄鉱の晶出があつたらしく、第 5 図, 3 および第 5 図, 4 のように、黄鉄鉱が、cross-cutting structure をしたり、磁鉄鉱を取り囲んだりしている。

**化学成分** 初生赤鉄鉱を分析した結果は、つぎの表の通りであつて、水赤鉄鉱 (turite)<sup>1)</sup> の分類にぞくするものと考えられる。2 次生赤鉄鉱と磁鉄鉱は、鉱物が微細で分離が困難なため、分析はできなかった。

	Total Fe (%)	H <sub>2</sub> O- (%)	H <sub>2</sub> O+ (%)	SiO <sub>2</sub> (%)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	FeO (%)
赤鉄鉱 A	57.13	1.19	5.95	2.38	61.88	17.38
赤鉄鉱 B	59.92	1.03	5.14	5.14	66.80	16.62

#### 4. 磁鉄鉱化作用の成因に対する考察

鉱床母岩に働いた構造運動は、剪裂罅の形成から張力裂罅の形成へと進み、それに対応して、鉱化作用も黄鉄鉱の鉱染、黄鉄鉱細脈群の形成から、さらに、裂罅充填形式をとる閃亜鉛鉱・方鉛鉱脈の形成へと進展している。この閃亜鉛鉱・方鉛鉱を多量に晶出した鉱化作用の末期には、温度の降下と鉱液成分の変化によつて、とくに黄鉄鉱を多く晶出するとともに、その 1 部は、初生赤鉄鉱の晶出となり、さらに 1 部は、脱水によつて、2 次生赤鉄鉱となつている。このような時期には、H<sub>2</sub>O や SiO<sub>2</sub> にもとみ、比較的多量の CO<sub>2</sub> を溶解していたと考えられ、石英を多量に晶出するとともに、そのあとには、菱マンガン鉱やマンガン方解石の晶出がみられる。このような鉱液の性質は、温度の下降とともに、H<sub>2</sub> の過剰とか、CO<sub>2</sub> にもなわれた CO などの影響で、赤鉄鉱を還元し、磁鉄鉱化していつたと考えられる。これは、菱マンガン鉱の多い附近の、乳白色微粒石英中にかぎつて、磁鉄鉱化の現象がみられることから推定される。

#### 5. あ と が き

豊羽鉱山は、いわゆるグリーン・ツフ地域の浅熱水性鉄脈である。この鉄山は、鉛・亜鉛・硫化鉄を稼行しているが、それに附随して、まれに、赤鉄鉱や磁鉄鉱がみられる。

この磁鉄鉱の存在によつて、浅熱高温状態 (xenothermal condition)<sup>2)</sup> の特殊な生成環境を考える場合もあるが、豊羽鉱山の場合には、すでにのべたように、鉱化作用の末期に近く、鉱液の変化がもたらした、浅熱水性鉄脈中の局所的な還元作用によるものと考えられる。

また、maghemite の問題もある。Newhouse<sup>3)</sup> などによれば、maghemite は、磁鉄

1) Spencer, L. J. : Min. Mag., 18, 339~348, 1919.

2) Buddington, A. F. : Econ. Geol., 30, 205~222, 1935.

3) Newhouse, W. H., & Glass, J. P. : Econ. Geol., 31, 699~711, 1936.



鉱が上昇鉱液によつて酸化し、赤鉄鉱化するとき生成されるという。しかし豊羽鉱山では、現在までの顕微鏡観察では、martitization は、あまりみられず、赤鉄鉱そのものの性質も、反射光は、やや青味を帯びた感じの暗灰色で、異方性である。これらのことから maghemite の存在は考えられない。ようするに、豊羽鉱山では、maghemite の生成条件はそろつていなかったと、現在までのところ考えられる。

なお、磁鉄鉱化作用がみられる場所は、現在までのところ、富鉄体の部分にかぎついている。富鉄体の探査上、興味のある事実を示すものと思われる。

### 柵原鉱山黄鉄鉱々体にみられる石英斑岩々脈の影響

#### Effect of quartz-porphyry dike on the pyritic ore body in the Yanahara mine

東 元 定 雄 (Sadao Higashimoto)\*

#### ま え が き

柵原鉱床は古生代の流紋岩・粘板岩・凝灰岩・石英安山岩および輝緑岩よりなる複合岩部層 (Complex member) の一部を交代して賦存する不規則塊状ないしレンズ状の黄鉄鉱々体よりなる。鉱床は生成後、破砕作用・熱変成作用・流動化作用を受けている。鉱床を構成する鉱石は、それらの運動や環境変化に対応して変化している。ここでは岩脈の貫入によつて生じた鉱石の変化について述べる。

#### 岩 脈

柵原鉱山で鉱体を切る岩脈には、石英斑岩と玢岩との両種に属するものがある。筆者の坑外地質調査の結果、石英斑岩は白亜紀末の貫入岩であること、恐らく、それは白亜紀花崗岩の off shoot<sup>1)</sup> であろうとゆうこと、また玢岩には古期玢岩と新期玢岩の二種が区別され、前者は動力変成作用(二疊紀末)以後で、熱変成作用(白亜紀末)以前の貫入岩であり、後者は第三紀の貫入岩であることが判っている。

鉱体を切る石英斑岩々脈は柵原本坑にみられる。鉱体とこの岩脈との境界はシャープであり、Brown<sup>2)</sup> が Normetal で見出したような鋸状の境界はみられない。鉱体と岩脈との間に緑泥石の薄層(巾 1 cm 以上)がみられることもある。岩脈の近くで、鉱体の黄鉄鉱が磁硫鉄鉱または磁鉄鉱に変化しているのが観察される。岩脈に直接して、黄鉄鉱が

\* 広島大学理学部地学教室。

1) Kato, T.: Jap. Jour. Geol. Geogr., 1, 77~116, 1922.

2) Brown, W. L.: Str. Geol. Can. Ore Dep., Can. Inst. Min. Met., 683~692, 1948.

存在することもある。その場合には、黄鉄鉱が破碎されている。

この岩脈の厚さは 4~7m であり、走向は NS である。岩脈は鉍体を垂直に切つてゐる。岩脈の中央部は斑状組織を示し、径 5mm 程度の石英・長石の斑晶がみられる。周辺部は細粒であり、肉眼では斑晶を識別しえなくなる。中央部の岩石を検鏡すれば、石英・カリ長石と少量の雲母・斜長石の斑晶とそれらの間をうづめている微珪長質の石基が観察される。周辺部の岩石は少量の石英の小さい斑晶と微珪長質の石基とよりなる。

鉍体の近くでは、岩脈自身も多少変質している。すなわち、鉍体に接している石英斑岩を検鏡すれば、その斑晶長石は絹雲母・方解石によつて、また斑晶黒雲母は緑泥石によつて交代されており、石英もまれに絹雲母によつて交代されているのが観察される。石基は絹雲母・方解石・緑泥石によつて交代されている場合もある。

### 石英斑岩による鉍石の変化

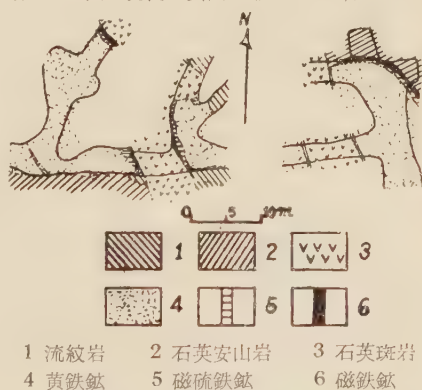
石英斑岩々脈の近くで、黄鉄鉱は磁硫鉄鉱または磁鉄鉱に変化している。(第 1 図参照) 変化帯の中は、最大 5m、ふつう数 cm~10 数 cm である。岩脈に直接する所でも、鉍物学的変化がみられず、単に破碎作用のみをうけている部分もある。変化帯の鉍物は主として磁硫鉄鉱よりなるが、変化帯の中がひろい場合には、岩脈の近くに磁鉄鉱がみられる。変化帯のなかで、主として磁硫鉄鉱よりなる部分を磁硫鉄鉱帯と呼び、主として磁鉄鉱よりなる部分を磁鉄鉱帯と呼ぶことにする。

かかる変化帯は、(1)それが鉍体の石英斑岩々脈に接した部分にのみ普遍的に見られること。(2)岩脈は鉍体生成後貫入したものであり、鉍体に熱的影響を与える十分な可能性があつたと考えること。(3)黄鉄鉱の磁硫鉄鉱または磁鉄鉱への変化は理論的に可能であり、実験的にも確かめられており<sup>1)</sup>、天然にも同様な例の報告があること<sup>2)</sup>などの理由から、石英斑岩々脈の影響によつて生じたものと推定される。

#### 原 鉍 石

主として黄鉄鉱よりなり、ごく少

第 1 図 坑内地質図 左 L17, 右 L21



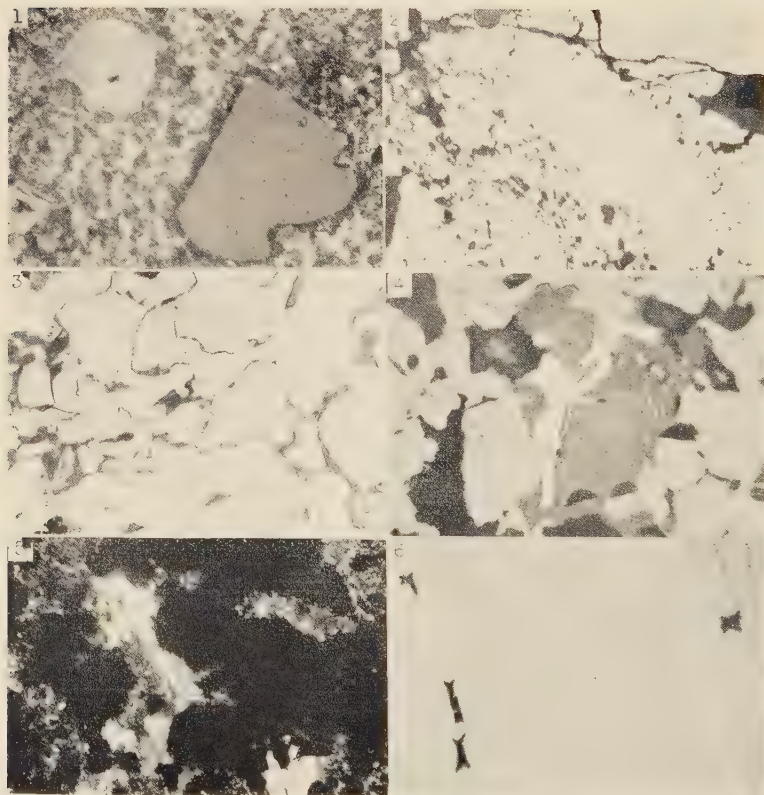
1) Allen, E. T., Crenshaw, J. L., Johnston, J., & Larsen, E. S. : Am. Jour. Sci., **33**, 168~236. 1912.; Z. anorg. Chem., **76**, 201~273.; Allen, E. T., & Lombard, R. H. : Am. Jour. Sci., **43**, 175~195, 1917.; Bürg, S. : Z. prakt. Geol., **42**, 177~192, 1934.; Eitel, W. : Abh. Senckenb. Nat. Ges., **37**, 139~176, 1920.; Ramdohr, P. : Die Erzminerale und ihre Verwachsungen, Berlin. 1950.

2) Brown, W. L. : 前出, 1948.; Hotz, P. E. : U. S. Geol. Surv. Bull., 1950, 969-A.; Ramdohr, P., & Lohmann, G. : 未発表, (Die Erzminerale usw. p 31), 1932.; Stevenson, J. S., Econ. Geol., **32**, 335~363, 1937.

第一表 鉱石の組成 (Vol. 96)

	黄鉄鉱	磁硫鉄鉱	磁鉄鉱	閃亜鉛鉱	黄銅鉱	脈石
原 鉱 石	93.2			1.9	0.5	4.4
"	92.5			3.3		4.2
磁硫鉄鉱帯		73.2		6.3	5.1	15.3
"		76.1		2.9	0.1	20.9
磁鉄鉱帯	10.1	1.6	48.4	0.5		39.4

第 2 図



1. 石英斑岩 ×100
2. 岩脈によつて破碎された黄鉄鉱 ×450
3. 黄鉄鉱 (白色) を交代する磁硫鉄鉱 (灰白色) ×450
4. 磁硫鉄鉱 (灰白色), 黄銅鉱 (白色) 閃亜鉛鉱 (灰色) 脈石 (黒色), (磁硫鉄鉱帯) ×450
5. 磁鉄鉱 (黒色) 緑泥石・黒雲母 (灰色) 方解石 (白色) ×200
6. 黄銅鉱中の閃亜鉛鉱骸晶 (磁鉄鉱帯) 油浸系 ×1300



量の閃亜鉛鉱・黄銅鉱・石英および緑泥石を伴う(第 1 表・第 2 図参照)。

黄鉄鉱は他形粒状で、ふつう結晶形を示さない。しかし石英と接している場合、まれに石英中に突出して結晶面の発達する Ödman<sup>1)</sup> のいわゆる "druse" texture を示すものがある。石英粒の粒間をみたり、それを交代する場合もある。また、石英脈に切られる場合もある。円滴状の黄銅鉱・閃亜鉛鉱を包有することもあるが、黄銅鉱・閃亜鉛鉱によって交代されることもある。

変形、双晶は見られない。破碎、帯状構造がふつうに見られる。十字ニコルで完全消光せず、異方性を示さない。

黄銅鉱と閃亜鉛鉱とは黄鉄鉱粒の粒間充填物または交代物として存在するものと黄鉄鉱粒中の円滴状包有物として存在するものとがある。ふつう、黄銅鉱と閃亜鉛鉱は共存しており、両者はなめらかな境界をもつて接する場合と、閃亜鉛鉱中に黄銅粒の小粒が懸滴状に包有されている場合とがある。閃亜鉛鉱中の黄銅鉱懸滴は、ほぼ一様に分布し、各滴が単一結晶よりなり、しかも交代や同時沈澱によつて生じた証拠もないので離溶によつて生じたものと推察される。

黄銅鉱と閃亜鉛鉱とはいづれにも、双晶がふつうに見られる。帯状構造は見られない。変形、破碎などの動力作用をうけて生じる組織は見られない。黄銅鉱の異方性は弱く、腐蝕しなければ、その内部構造を認知しえない。

石英には、黄鉄鉱形成前に晶出し、黄鉄鉱に交代されるものと、黄鉄鉱粒を切つたり、その割目をうめたりしているものとがある。後者は黄銅鉱・閃亜鉛鉱および緑泥石を伴っている。両者共、結晶外形は不規則で、微晶がかみあつており、波動消光を示す。晶出後、動力作用をうけた故であろう。

緑泥石はごく少量存在し、淡緑色の多色性とごく弱い複屈折を示す微晶である。黄鉄鉱の粒間をうめたり割目をうめたりしている。

### 変化帯の鉱石

前述の如く、変化帯は磁硫鉄鉱帯と磁鉄鉱帯にわけられ、前者は黄鉄鉱々体が石英斑岩々脈に接する所にあり、後者はこの磁硫鉄鉱帯の中がひろい場合のみ岩脈に接して存在する。

### 磁硫鉄鉱帯

主として磁硫鉄鉱よりなり、少量閃亜鉛鉱、黄銅鉱、石英、緑泥石、絹雲母を伴う。閃亜鉛鉱と黄銅鉱の量は一定していない。黄銅鉱の全然存在しない部分もある。石英、緑泥石の量はほぼ一定している。絹雲母はまれに存在する。原鉱石に比し、石英、緑泥石の量は増加している。石英、緑泥石脈も見られる。ごく少量の硫砒鉄鉱、磁鉄鉱を伴っている部分もある(第 1 表、第 2 図参照)。

磁硫鉄鉱は原鉱石中の黄鉄鉱より由来するものと思われる。ふつう他形粒状であるが、石英中で "rectangular or square outline" を示すことがある。また、原鉱石と磁硫鉄鉱帯の境界付近では、黄鉄鉱が磁硫鉄鉱に変化する過程がくわしく観察できる。まず、黄鉄鉱の粒の周辺や割口に磁硫鉄鉱を生じ、そこから交代をはじめ "sea and islands" 組織を示す中間段階をへて、磁硫鉄鉱のみになる(第 2 図参照)。

1) Ödman, D. H. : Sver. Geol. unders., Ser. C., 438, 1~190, 1941.

黄銅鉍と閃亜鉛鉍とはなめらかな境界をもつて接している。石英、緑泥石によつて貫かれることがある。硫砒鉄鉍の自形結晶を包有することがある。

黄銅鉍は閃亜鉛鉍と密接に伴っている。両者がなめらかな境界をもつて接する場合と黄銅鉍が懸滴状に閃亜鉛鉍中に包有される場合とがある。後の場合の懸滴状に分布する黄銅鉍微晶は、ふつう円滴状、まれに葉片状で、規則的にほぼ一様に分布し、大きさがほぼ同じで、単一結晶よりなり、微晶が交叉するとき交叉点でふとることなく、交代や同時沈澱によつて生じた証拠もないので、離溶によつて生じたものと考えられる。懸滴は、原鉍石中のものに比して、より細く、その分布はより規則的である。

双晶がよく発達する。双晶片の中は同じでなく、双晶面は平滑であり、よじれたり、切れたりしない。異方は弱い。鉄分の少い黄銅鉍であろう。

閃亜鉛鉍は磁硫鉄鉍、黄銅鉍となめらかな境界をもつて接している。黄銅鉍微晶を包有することがある。黄銅鉍が共存せず、しかも岩脈のすぐ近くにある閃亜鉛鉍は、懸滴状に磁硫鉄鉍微晶を包有することがある。この組織も離溶によつて生じたものと推定される。また、そこでは、周辺部が内部より濃い内部反射を示す閃亜鉛鉍が存在する。ふつう聚片双晶を示す。変形、破碎は見られない。

石英には原鉍石から由来する残晶、その再結晶したもの、および他からもたらされたものの三種類がある。原鉍石の磁硫鉄鉍による交代の進んでいない部分では、波動消光を示す石英の残晶が存在する。後から導入されたものは、緑泥石を伴つて、岩脈の近く程多く、鉍石の割目にそつて網状に入っている。磁硫鉄鉍形成後入ってきたものであろう。

緑泥石には磁硫鉄鉍と密に共生するものと、緑泥石・石英脈として磁硫鉄鉍を切るものとがある。共に淡緑色の多色性と indigoblue の干渉色と正の伸長を示すものである。極めて小さい結晶である。

絹雲母は磁硫鉄鉍生成後、石英、緑泥石に伴つて導入された。小さい自形の鱗片として、ごく少量存在する。

### 磁 鉄 鉍 帯

主として磁鉄鉍と脈石鉍物よりなり、ごく少量の黄銅鉍、閃亜鉛鉍、黄鉄鉍、磁硫鉄鉍、方鉛鉍、輝コバルト鉍、硫砒鉄鉍を伴っている(第1素、第2図参照)。

磁鉄鉍は自形、不規則粒状または葉片状のこまかい結晶よりなり、脈石鉍物と密に混合している。脈石鉍物と同時期の晶出物と思われる。黄鉄鉍を交代している。磁鉄鉍が黄鉄鉍結晶中に懸滴状に存在する場合もある。黄鉄鉍粒の粒間や割目をうめている磁硫鉄鉍を交代する場合もある。後期の磁硫鉄鉍、黄銅鉍、閃亜鉛鉍に交代される。

まれに双晶、帯状構造が見られる。変形、破碎は見られない。他鉍物との離溶構造は存在しない。

黄鉄鉍は磁鉄鉍帯の鉍石中に径 5 mm 以上の粒状集合体として存在する。この集合体は原鉍石と同じく、他形粒状黄鉄鉍がごく少量の石英、緑泥石、黄銅鉍、閃亜鉛鉍を伴っているものよりなる。この集合体の中の石英は波動消光を示す。黄鉄鉍は割目または粒間から磁硫鉄鉍によつて交代されている。磁鉄鉍や脈石鉍物によつても交代されている。恐らくこの黄鉄鉍集合体は原鉍石の 'replacement remnants' であろう。

黄鉄鉍の変化の順序は(1)粒の周囲および割目にそつて無数のこまかい細長い灰色鉍物

の形成、(2) 灰色鉄物の多い所および粒の周囲から磁硫鉄鉱への解離、(3) 生成した磁硫鉄鉱による黄鉄鉱の交代、(4) 黄鉄鉱、磁硫鉄鉱を磁鉄鉱と脈石鉱物が交代の如くである。この場合、灰色鉄物が Bürg<sup>1)</sup> が黄鉄鉱を解離させたとき見出した中間生成物と同じものかどうか、また立見<sup>2)</sup> が榎峯で見出したものと同じかどうかは判らない。この鉄物は磁硫鉄鉱生成前に黄鉄鉱中に生じている。

**黄銅鉱**には三種類ある。一つは黄鉄鉱殘晶中にその粒間充填物として存在するもの、一つは閃亜鉛鉱中の微晶、他の一つは磁鉄鉱を交代する細脈として存在するものの三種である。前の二つは原鉄石から由来するのであり、最後のものは他から運ばれて来たものであろう。

**閃亜鉛鉱**には黄鉄鉱殘晶に伴われるものと、磁鉄鉱と共生し磁鉄鉱を交代するものがある。前者は原鉄石中に存在していたものであろう。黄銅鉱の微晶を包有する。この包有物は、ごくこまかに葉片または懸滴で、規則正しくほぼ均一に閃亜鉛鉱の結晶学的方位にそつてなっている。一方後者すなわち磁鉄鉱生成後の閃亜鉛鉱は、黄鉄鉱、方鉛鉱、磁硫鉄鉱などを伴っており、黄銅鉱を包有していない。低温で生成したものであろう。

**磁硫鉄鉱**には黄鉄鉱を交代し磁鉄鉱に交代されるものと、黄銅鉱、閃亜鉛鉱と共に磁鉄鉱を交代するものがある。前者は後者より標準試薬に対する反応が弱く、空気中の反射能高く（ほぼ黄鉄鉱と同じで、色も黄鉄鉱に似ている）、粒がこまかい。後者は前者より褐色味がつよい。両者共異方性は非常に強い。

**方鉛鉱**は磁硫鉄鉱を交代する黄銅鉱、閃亜鉛鉱に伴われる。原鉄石中には全く見られない鉄物である。

**輝コバルト鉱**はふつう自形で、磁鉄鉱粒の間に散在する。反射能高く、紅色味のある白色で、十字ニコルで完全消光をなし、かすかに異方性を示す。磁鉄鉱より硬い。

**硫砒鉄鉱**は自形結晶として、磁硫鉄鉱中に包有されている。

**脈石**鉄物は磁鉄鉱帯の構成鉄物の約 40% を占める。方解石、緑泥石、黒雲母とごく少量の緑簾石、絹雲母、石英よりなる。方解石以外は極めて細粒で、磁鉄鉱の細粒と密に混合している。磁鉄鉱と共に黄鉄鉱、磁硫鉄鉱を交代する場合もある。

石英は緑泥石と共存し、波動消光を示し破碎されている。方解石とは共存しない。

方解石はかなり多く、単独または緑泥石、黒雲母と共に磁鉄鉱と共生する。聚片双晶がいちじるしい。

緑泥石はかなり多く、微小鱗片で、淡緑色の多色性、弱い複屈折と正の伸長を示す。磁鉄鉱、方解石、黒雲母と密に共生する。

黒雲母はごくこまかい鱗片で、淡褐色の多色性と高い複屈折を示す。

緑簾石はごく少量存在し、磁鉄鉱、緑泥石と共生する。

絹雲母はごく少量、緑泥石と共存する。

#### 微量成分について

分光分析の結果によれば、黄鉄鉱と磁硫鉄鉱は共に Co, Ag, Al, Au, を含んでおり、Ni

1) Bürg, S., 1934.

2) Tatsumi, T., Sci. Pap. Coll. Gen. Educ. Univ. Tokyo, 2, 175~189, 1952; 3, 81~113, 201~246, 1953.



を含んでいない。

磁鉄鉱は Cr, Mg, Mn, V を含まず, Co, Ag, Au, も含んでいない。Al を含んでいる。

黄鉄鉱が磁硫鉄鉱に変化したさいには, S 以外の元素の移動は少なかつたと考えられるが, 磁鉄鉱になった時にはかなりの移動があつたものと推定される。硫化鉄中に含まれていた Co は, それが磁鉄鉱になるとき硫化鉄より分離し, 輝コバルト鉱として晶出したものと推定される。Ag, Au, の行方は判っていない。

## 考 察

### 混晶および離溶について

**閃亜鉛鉱—磁硫鉄鉱** 閃亜鉛鉱を含むが黄銅鉱を含まない原鉱石が岩脈の接触をうけた所では磁硫鉄鉱の離溶滴を包有する閃亜鉛鉱が存在する。また岩脈の近くの磁硫鉄鉱に伴う閃亜鉛鉱には, 結晶粒の周辺部が内部より濃い内部反射を示すものがある。かかる組織, 構造を示す閃亜鉛鉱は原鉱石中には存在しない。恐らく岩脈の影響によつて生じたものであろう。

原鉱石中の閃亜鉛鉱は肉眼では黒色, 薄片で深赤色, 研磨片の内部反射は赤色である。Edwards<sup>1)</sup> の基準によればかかる閃亜鉛鉱は 10% 以上の Fe を含む。岩脈の近くでは結晶の周辺部が更に濃い内部反射を示すものがある。

ZnS-FeS 系については Kullerud<sup>2)</sup> の研究があり, 閃亜鉛鉱が Fe をとり入れて黒くなっている例はグリーンランドの Bühl から報告<sup>3)</sup> があり, 磁硫鉄鉱の離溶滴の存在は, Brocken Hill<sup>4)</sup> で見出されている。これらの実験と実例から推して, ここに見られる閃亜鉛鉱—磁硫鉄鉱の離溶構造もまた, 閃亜鉛鉱が岩脈によつて高温に熱せられ, 自己の格子中に Fe をとりこみ, 後冷却するさい, 過飽和になつた FeS を磁硫鉄鉱として離溶したため生じたものと考えられる。

**閃亜鉛鉱—黄銅鉱** この二鉱物の離溶共生は原鉱石中にも, 磁硫鉄鉱帯にも, 磁鉄鉱帯にも見られる。閃亜鉛鉱が黄銅鉱微晶を包有するのがふつうであるが, 磁鉄鉱帯では黄銅鉱が閃亜鉛鉱の星状骸晶を包有しているものもある。原鉱石や磁硫鉄鉱帯の黄銅鉱は閃亜鉛鉱の骸晶を含んでいない。原鉱石の閃亜鉛鉱中の黄銅鉱離溶滴の形, 大きさは変化があり, その分布は変化帯のものほど規則的でない。それに対して, 岩脈の近くでは離溶滴の分布はより規則的になり, その形, 大きさはほぼ等しくなる。そのサイズは小さくなる。このような規則性は岩脈をはなれた所では見られない。ほぼ一様な形と大きさの離溶滴が閃亜鉛鉱中に均一に分布することは, ZnS と CuFeS<sub>2</sub> が均質固溶体を形成した後, 静かな条件で冷却し, 離溶した事を示し, 離溶滴のこまかいことは, 冷却速度が比較的大であつた事を示すのであろう。

閃亜鉛鉱と黄銅鉱が均質固溶体を形成しはじめる温度は, 350°~650° C であり, 完全に

1) Edwards, A. B.: Textures of the ore minerals, Melbourne, 1954.

2) Kullerud, G.: Norsk. Geol., tidssk., **32**, 61~147, 1953.

3) Eitel, W.: Cbl. Min., 273~285, 1920; Abh. Senckenb. Nat. Ges., **37**, 139~176, 1920.; Irmer, W., : Abh. Senckenb. Nat. Ges., **37**, 91~108, 1920.; Ramdohr, P., : N. Jb. Min., Beil. Bd., 64A, 681~690. 1931.

均質化する温度は、 $500\sim 800^{\circ}\text{C}$  である<sup>1)</sup>。この温度は  $\text{ZnS}$  と  $\text{CuFeS}_2$  の混合比、産地、不純物などのちがいに依じて、多少のちがひがある。然もこの値は圧力その他熱水条件の補正を行っていない値であり、これを直ちに变化帯の生成温度の推定に用いるわけにはゆかない。しかし、岩脈に接した部分に、かかる離溶構造と、その規則性が存在することは、黄鉄鉱鉍体が、かなり高温に熱せられたため、現在の如き变化帯を生じたことを示しているようである。

**黄鉄鉱の解離** 柵原本鉍体が、石英斑岩に接した部分に存在する磁硫鉄鉍の大部分は、黄鉄鉱の解離によつて生じたものと考えられる。

黄鉄鉱の貫入岩による解離については、Eustis 鉍山<sup>2)</sup>、Ben Nevis<sup>3)</sup>、Harz<sup>4)</sup>、嶺峯<sup>5)</sup>などからの報告があり、実験的には、Allen, Crenshaw, Johnston, Larsen, Burg, Eitel, 等の研究<sup>6)</sup> が発表されている。これらの実験と実例は、岩脈が黄鉄鉱の解離を充分起しうることと、一気圧下ではそれが  $690^{\circ}\text{C}$  附近で起ることを示している。

一方、貫入岩の温度については、Beiley, Mcfarland, Dappeles, Lovering などの報告<sup>7)</sup> があり、塩基性岩は  $900^{\circ}\text{C}$ 、酸性岩は  $850^{\circ}\text{C}$ 、貫入の中心からはなれた岩脈は  $700^{\circ}\text{C}$  附近で貫入すると推定されている。柵原では、岩脈に直接する鉍体が、磁硫鉄鉍になつている場合とそうでない場合がある。しかも变化帯の中がふつう数  $\text{cm}\sim 10$  数  $\text{cm}$  であると言う事は、 $700\sim 850^{\circ}$  の貫入岩の温度で解離が起つた事を示している様である。

なお、 $5\text{ m}$  にもおよぶ变化帯の形成は、硫黄圧を低くする要因の存在、共存する物質のちがひなどによるものと考えられる。そこにふつう磁鉄鉍が多量の脈石鉍物と共に存在する事から考えて、物質の添加も重要な要因であつたと考えられる。

**磁鉄鉍の生成について** 磁鉄鉍は極く細かい自形へ他形の粒で、多量の脈石を伴ひ、黄銅鉍の離溶滴を含む閃亜鉛鉍や閃亜鉛鉍骸晶を含む黄銅鉍と共生し、黄鉄鉱や磁硫鉄鉍を交代し、变化帯の中が大きい場合にのみ岩脈に接して存在する。磁鉄鉍が変化体のなかで岩脈に近い部分に存在することは、それがより高温で形成された事を示しているのではない。磁鉄鉍は高温性脈石鉍物を伴っていない。それは緑泥石、方解石、黒雲母、綠簾石、絹雲母を伴っている。磁鉄鉍細粒はこれらの脈石鉍物と密に混合しており、磁鉄鉍が黄鉄鉱、磁硫鉄鉍を交代する場合にも常にこれらが伴われる。両者は同時生成物と考えられる。

磁鉄鉍は熱水的に比較的低温で合成される<sup>8)</sup>。一次的熱水鉍物として現出する場合も

1) Schwartz, G. M.: Econ. Geol., **20**, 739~763, 1931. ; Sugaki, A., & Yamae, N.: Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 3, **4**, 103~110, 1952. ; Buerger, N. W.: Am. Mineral., **19**, 552~530, 1934. ; 渡辺武男編：鉍床学の進歩，富山房，281, 1956. ; 苮木浅彦・田代忠一・林高朗：岩鉍，**40**, 12~21, 1956.

2) Stevenson, J. S.: 前出，1937.

3) Neumann, H.: Min. Mag., **29**, 234~238, 1950.

4) Frebold, G.: Cbl. Min., 1926A, 322~332, 1926.

5) Tatsumi, T.: 1952, & 1953.

6) 前 出。

7) Bailey, R. A.: U. S. Geol. Survey Openfile Report. 1954. ; Mcfarland, G. C.: Econ. Geol., **24**, 1~14, 1929. ; Dappeles, E. C.: Econ. Geol., **34**, 364~498, 1939. ; Lovering, T. S.: Econ. Geol., 50 aniv. vol., 300~323, 1955.

8) Bruhns, W.: N. Jb. Min., II, 62, 1889. Weinschenk, E.: Z. Krist.: **17**, 493, 1890. ; Schläpfer, M.: N. Jb. Min., **26**, 1915.

ある<sup>1)</sup>。Howley・Robinson<sup>2)</sup>の熱力学的推論によれば、 $\text{Fe}^{+2}$ は $\text{CO}$ の存在下で $\text{CO}_2$ によつて酸化されて磁鉄鉱になる。磁鉄鉱の安定温度領域は $400\sim 600^\circ\text{C}$ であるといわれる。

また緑泥石は実験的に $400\sim 600^\circ\text{C}$ <sup>3)</sup>で、黒雲母は $500^\circ\text{C}\sim$ 灼熱<sup>4)</sup>で、方解石は室温 $\sim 500^\circ\text{C}$ <sup>5)</sup>で、緑簾石は $470^\circ\text{C}$ 以下<sup>6)</sup>でも、絹雲母は $235^\circ\sim 525^\circ\text{C}$ <sup>7)</sup>で合成された。これらが天然に共存する領域は十分明らかにされていないが、緑泥石、緑簾石、方解石、絹雲母は熱水性鉱床に伴われ<sup>8)</sup>、黒雲母も熱水性鉱床に伴われる場合<sup>9)</sup>がある。

以上のようなことから、この磁鉄鉱は熱水性であると考えられる。接触変成作用によつて生じた磁鉄鉱はふつう高温性鉱物を伴っており、粒度は大となる<sup>10)</sup>。この磁鉄鉱は熱水性脈石鉱物を伴い、粒度は小さい。

磁鉄鉱の形成は黄鉄鉱の解離後である。岩脈の近くでの鉱石に大量の物質( $\text{Al}$ ,  $\text{Ca}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Si}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ など)が添加され、それらが硫化鉄に作用し、それを溶解・酸化し、化学変化を起し、磁鉄鉱、方解石、緑泥石、黒雲母などを沈澱したものと考えられる。恐らくこの時、岩脈自身も多少炭酸塩化—緑泥石化—絹雲石化作用をうけたものと考えられる。

**岩脈の熱的作用について** 岩脈が既存の鉱体を切つて貫入する場合、鉱体は破砕などの機械的作用と共に熱的作用をうける。熱的作用としては、固相拡散、固相離溶、再溶融が考えられる。それらは構成鉱物の変北、組織の変化として現われ、保存される。高温物質の組合せ(例えば Butte<sup>11)</sup>, Eustis, 榎峯)と高温性組織(例えば Eustis, 榎峯)をもたらし、元素の移動(例えば Butte, New Helen)を起す。再溶融、流動化によつて生じた流動体、液体または気体は岩脈を変質させたり、serrate したりする(例えば Nor-metal)。かかる岩脈による鉱石の変化は、岩脈の温度、供給する熱量、高温の継続時間、反応にあずかる物質、その場に作用する圧力などによつて制約される。

柵原鉱山では、岩脈の貫入によつて、鉱床中に、高温性組織を生じ、元素の移動を起

1) Loughlin, G. F., & Koschmann, A. H. : U. S. Geol. Surv. Prof. 200, 1942.  
竹内彦彦・南部松夫・和田成人 : 岩鉱, **37**, 75~82, 1953.

2) Hawley, J. E., & Robinson, S. C. : Econ. Geol., **43**, 603~609, 1948.

3) Königsberger, J., & Müller, W. J. : Z. anorg. Chem., **104**, 1~26, 1918 ;  
N. J. Min. Geo., Beil. Bd., **44**, 402~459, 1921 ; Friedel, G. : Bull. Soc. Min.,  
**35**, 471~480, 1912 ; Friedel, C., & Grandjean : Bull. Soc. Min., **32**, 150~154, 1909.

4) Friedel, C., & G. : Bull. Soc. Min., **13**, 233~237, 238~241., 1890. ; Fouqué,  
F., & Michel-Lévy, A. : Compt. rend., **113**, 281~285, 1891.

5) Friedel, C., & Sarasen, E. : Bull., Soc. Min., **8**, 304~305, 1885. ; Friedel,  
G. : Bull., Soc. Min., **14**, 7~10, 1891. ; V. Gbusson, U. A., Bates, G. N. &  
Thorvaldson, T. : Can. Jour. Research II, 520~529, 1934.

6) Ramberg, H. : Jour. Geol., **59**, 193~210, 1949.

7) Folk, R. L. : Am. Jour. Sci., **245**, 388~394, 1947.

8) Schwartz, G. M. : Econ. Geol., 50 aniv. vol., 300~323, 1955.

9) Schwartz, G. M. : U. S. Geol. Surv. Prof. 256, 1953. Frebold, G. : 前  
出, 1926, Schwartz, G. M. : Am. Min., **15**, 243~252, 1930.

10) Broderick, T. M. : Econ. Geol., **12**, 633~696, 1927. ; Eckermann, H. :  
Geol. För. Förh., 203~410, 1922. ; Ramdohr, P., & Lohmann, G. : 1932 ;  
Eitel, W. : 1920 ; Irmer, W. : 1920 ; Ramdohr, P. : 1931.

11) Sales, R. H., & Meyer, C. : Econ. Geol., **46**, 813~820, 1951.



し、添加された物質の協働があつた場合には再溶解がおこつた。すなわち硫黄は黄鉄鉱から解離し、閃亜鉛鉱は磁硫鉱や黄銅鉱と離溶組織をつくり、Co は黄鉄鉱や磁硫鉄鉱より分離して輝コバルト鉱を作り、再溶解した場合のものは磁鉄鉱や緑泥石、方解石、黒雲母などとして再沈澱している。

かかる変化は、石英斑岩岩脈が鉱体を切る所で見られるが、玢岩が貫入した所では見られない。石英斑岩の貫入温度は玢岩のそれより低かつたと考えられるが、石英斑岩々脈は玢岩々脈より厚いものであり、しかも石英斑岩の貫入とはほぼ同時に花崗岩底盤の逆入があり、これに伴つて地熱水準面 (geothermal niveau) の上昇があつたので、比較的長時間、鉱体を高温に保ちえたため、鉱体の変化を容易ならしめたものであろう。

### ま と め

(1) 柵原本鉱床では、鉱体を切る石英斑岩岩脈によつて鉱体黄鉄鉱は磁硫鉄鉱や磁鉄鉱に変化している。

(2) 岩脈の熱的作用によつて、閃亜鉛鉱—磁硫鉄鉱、閃亜鉛鉱—黄銅鉱の規則的離溶組織を生じた。

(3) 磁硫鉄鉱は黄鉄鉱の解離によつて生じたが、磁鉄鉱は岩脈の貫入に伴つて物質の大量の添加のあつた部分に熱水液から形成された。この磁鉄鉱は細粒である。

(4) 黄鉄鉱の解離は岩脈の貫入温度 (700~850°C) 附近で起つたと推定される。

(5) 岩脈による鉱石の熱変成には高温の継続が大事な要因であつたと推定される。

終りにあたり、終始、御指導と御批判をいただいた木野崎吉郎教授、迎助教授に厚く感謝する。なお本研究に要した費用の一部には文部省科学研究助成金を用いたことを明記して謝意を表する。

## 日本の銅鉱床に伴う黄鉄鉱の熱電効果

### The thermoelectric effect of pyrite from copper deposits in Japan

武 中 俊 三 (Shunzo Takenaka)\*

**Abstract:** The thermoelectric effect of pyrite from copper deposits in Japan is mainly discussed. Prof. Smith measured the thermoelectric potential of pyrite specimens from many localities and as a result, and deduced that there are some qualitative relations between the thermoelectric potential and the temperature at which they are formed. A.D. Mutch

\* 原子燃料公社

reported that the value for the temperature of formation obtained by the pyrite geothermometer, appears to be reasonable and in relations to geological problem, to vary in the right sense. The writer measured the thermopotential of pyrite from many localities in Japan by Smith's method and discussed. The conclusion is reached that these results differ somewhat from those mentioned by F.G. Smith and it seems to be difficult to expect qualitative difference in thermoelectric potential for indication of the temperature of ore deposition.

## 1. 緒 言

鉱床の生成当時の物理化学的諸条件を定量的に知る事は今日の鉱床学の最大の課題であり、従来多くの研究者によつて各方面からの研究が進められ、特に温度に関してはいくつかの地質温度計が提唱されて来た。

しかしそれ等の多くは鉱物の或る物性が温度の変化によつて、不連続的に変る事を利用したもので一般にはその地質現象の行われた温度として或る定まつた温度を与えるものでなく、その上限、又は下限を示すもので所謂 "Critical type" と云われているものである。

F. G. Smith<sup>1)</sup> の提唱した黄鉄鉱地質温度計は黄鉄鉱の電気的性質を利用した全く新しい型の地質温度計であつて、温度の変化に対応して連続的に変化する性質を利用した点で従来の地質温度計と全く異なり、その理論的根拠や測定方法等についてなおいいろいろと検討し、批判する点が多々あるとしても、高温性から低温性に至る各種鉱床に極めて普遍的に産出する黄鉄鉱を対称とし、これに物性論的考察を導入して、その性質の変化を温度計に利用した事は鉱床学に新しい境地を拓いたものとして、その意義は極めて重要であると云わねばならない。

Smith は 5 ケ年間に約 300 個の黄鉄鉱試料について熱起電力の測定を行つて、生成温度とそれ等の値との間に単純な関係がある事を指摘し、さらに A. D. Mutch<sup>2)</sup> はカナダの McIntyre Porcupine 鉱山よりの黄鉄鉱試料と世界各地の金鉱床に随伴する黄鉄鉱についての測定から、中～浅熱水性鉱床産の黄鉄鉱の熱起電力と深熱水性鉱床産の黄鉄鉱の熱起電力は著しく異なり、黄鉄鉱に高温性のものと低温性のものとがあり、それ等の熱起電力の値は Smith の値と完全に一致し、鉱石の品位とも可成り密接に関係しているので探査上にも充分利用価値があると報告している。

一方本邦においても既に橋本・立見<sup>3)</sup> 両氏の秩父鉱山及び神戸鉱山産黄鉄鉱についての研究、北大原田教授<sup>4)</sup> の十谷石崎鉱山産黄鉄鉱についての報告、さらに測定法を改良した早大早瀬喜太郎博士<sup>5)</sup> の研究等についてこの問題が取上げられ、いろいろの構想のもとに検討されているが、本邦においてもこの Smith の提唱する地質温度計が果してよ

1) Smith, F. G.: Econ. Geol., **47**, 515~523, 1947.

2) Mutch, A. D.: Min. Eng., 880~883, 1952.

3) 橋本昌三・立見辰雄: 地質, **57**, 280, 1951.

4) 原田準平・針谷宥: 昭和 28 年岩鉱学会講演.

5) 早瀬喜太郎・大塚良平: 地質, **58**, 133~142, 497~504, 1952.

く適合するか否か、即ち熱起電力の値と鉍床の生成温度との間に単純な関係が存在するという点についての総合的な研究は未だ発表されていないので、本邦の低温性から高温性と考えられている各種の鉍床より産出する黄鉄鉍について、その熱起電力の測定を行つて、Smith の理論を拡張するための基礎資料をより多く整える事を目的として、本研究を実施したので茲にこれ等の研究の結果を報告し御批判を乞う次第である。

供試材料は紀州・尾小屋・上北・日立・妙法・鰐淵・花崗・鷺合森・土畑・立又・田老・秩父・佐々連の本邦 13 鉍山産の黄鉄鉍約 130 個である。

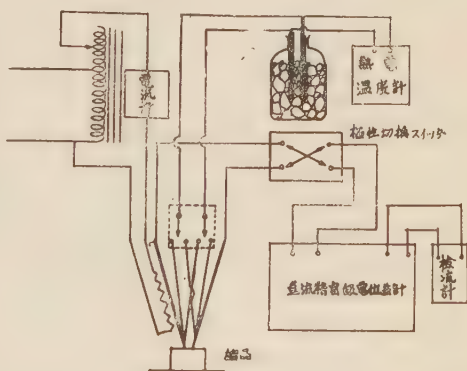
これらの各鉍山より供与された黄鉄鉍はいづれも美麗優秀な単結晶であつて、本研究を実施することが出来たのもひとえに上記各鉍山現場関係各位の御理解と御援助によるものであつて茲に衷心より謝意を捧げる次第である。

## 2. 測定装置と測定方法

測定方法は本質的には F.G. Smith や A.D. Mutch によつて述べられているものと同一である。即ち 2 本の不銹鋼棒 (Ni 18%, Co 8%, 直径 3 mm) の一方をニクロム線で加熱し、一方は室温 (10°C) のままで黄鉄鉍の結晶面に接触させ、精密級電位差計によつて 2 電極間に発生する熱起電力をすばやく読み取るのであつて測定回路は第 1 図に示す通りである。

この方法は物質の熱起電力の測定法として精密正確なものとは思われないが、今回の実験ではその本質を保つたまま次のような点を改良してより精密な測定が出来て再現性が得られるように努力した。即ち Smith は手で黄鉄鉍結晶面にふれているが、この場合、接触圧の変化によつて電位差に変動を生じて安定した測定が困難であるので装置全体を木枠で保持せしめ、ゴムバンドの弾性を利用して電極

第 1 図 測定回路



第 2 は Smith の場合は高温接点の温度が全く不明であり、従つて冷接点との温度差が不明である。これを明瞭にするために高温接点近くに小孔を穿ち、この中に銅-コンスタンタンの接合部を挿入し、その上側から石綿を電極の先端近くまで巻いて接点の温度を熱電温度計によつて正確に測定した。

なおニクロム線は A.C. 電源よりの電流をスライダックによつて 300 mA~400 mA 程度として加熱した。測定器具は磁硫鉄鉍<sup>1)</sup>の場合と同様である。

1) 武中俊三：日本鉍業会誌，73，1950.

第1表 黄鉄鉱の熱起電力 (その1)

No	採取個所	[UVW]	1	2	3	4	5	Had
紀州4	{湯ノ口区神光五号鍾 2番坑 W16B}	{012} +3 +3 +2.25 +3.35 +2.95 { " } +3.18 +4.43 +3.7 +3.5 -0.65}	e					
紀州7	{湯ノ口区神光鍾 1番号 W19B}	{012} -1 -1 -0.6 -2.3 - { " } -1 -1.15 -0.3 +3.1 -}	e					
紀州3	{湯ノ口区神光鍾 2番号 W16B}	{012} +2.4 -0.02 +2.47 +4.2 - { " } +1.78 +1.28 +1.07 +0.96 -}	e					
紀州2	{同 上}	{210} +1.43 +1.85 +0.55 +1.21 - {012} +1.43 +0.35 +0.5 +1.86 -}	e					
妙法1		{012} +3 +2.9 +2.3 - - {012} +2.4 +1.3 +2.3 - -}	e					
妙法2		{012} -4 -3.6 -3 -3.2 - {012} -3.6 -4.2 -3 -3 -}	e					
妙法5		{210} +4.3 +6.2 +3 - - {012} +4.5 +5 +4.6 - -}	e					
鰐淵1	{金山坑 第1硅鉄体}	{100} -7 -6.6 -6 -5.6 - {110} -2 -6.8 -2.3 -2.4 -}	e・a					
鰐淵4	{同 上}	{210} +8 +4 +3 - - {012} +5.8 +6 +5.3 - -}	e					
鰐淵6	{同 上}	{100} -6 -7.4 -8 - - {010} -6.3 -7.6 -10 - -}	a					
日立1	{第10赤沢鉄体 緑泥片岩中}	{100} -3.3 -3.2 -3.5 -3.4 - {010} -3.6 -2.9 -3.5 - - {001} -3 -2.9 -2.6 - -}	a					
日立3	{同 上}	{100} -4.1 -3.6 -3.2 - - {010} -3.4 -3.9 -3.8 - -}	a					
花岡1	{堂屋敷坑}	{210} -3 -3.1 -4 - - {100} -4.6 -4.5 -4.8 - -}	a・e					
花岡2	{同 上}	{111} -5 -5.8 -5 - - {100} -4.1 -4.6 -4.2 - -}	a・o					
花岡3	{同 上}	{100} -5.2 -4 -4.2 -4 - {010} -5 -4 -6.4 -5.5 -}	a					
佐々連2		{012} -2.8 -2 -2.1 - - {012} -1.6 -1.7 -2.1 - -}	e					
尾小屋3	{旧坑第3厚身脈 8坑中切中段}	{100} -3.0 -3.6 -2.8 - - {012} -3.2 -2.4 -3.6 - -}	a・e					
尾小屋6	{同 上}	{111} +3.2 +6 +6.2 +6 - {100} -2.6 -2.6 -3.6 - -}	a・o					
尾小屋11	{同 上}	{210} -5 -5.4 +5 +4 -4.5 {100} +4.6 +4.1 +2.2 +4 -}	a・e					
尾小屋17	{同 上}	{100} +1.6 -1.2 +0.8 +1 - {010} -1.1 -1.2 -1.6 - -}	a					
尾小屋19	{米脈本鍾坑}	{100} -3 -3 -3 - - {012} -4.2 -3.7 -3.5 - -}	a・e					
尾小屋15	{第9堅坑3号脈 8坑50尺中切}	{100} -3 -2.8 -3.1 -3.1 - {010} -3.6 -5.6 -4.2 -4 -}	a					



第1表 黄鉄鉱の熱起電力 (その2)

No	採取個所	[UVW]	1	2	3	4	5	Hab
鶯合森 1	親鉱群第2本鍾 東 14 号	[100]	-3.2	-3.3	-2.9	—	—	a.e
		[010]	-2.6	-3.6	-2.4	—	—	
		[012]	-2.3	-2.2	-3	—	—	
鶯合森 4	同 上	[100]	-3.5	-3.6	-3.6	—	—	a.e
		[102]	-4.8	-4.3	-4.6	—	—	
		[012]	-5.2	-4.6	-4.6	—	—	
鶯合森 6	同 上	[012]	+3.6	+3.4	+4	—	—	e
		[102]	+3.1	+4	+3.6	—	—	
		[012]	+3.5	+3.1	+4.6	—	—	

註 No 標本番号。

[UVW] 熱起電力を測定した結晶学的方向。

1～5 熱起電力の測定値で高温側を 100°C, 低温側 10°C の場合である。

同一結晶面で 1～5 回測定を行つた。単位は mV (+)は p型 (-)は n 型。

Hab 晶相を示す。a[100] e[210] a·e[100]と[210]の聚形 o[111]。

鉱物の物性の測定に際して問題になるのは再現性であり、天然の鉱物は金属や人工的な半導体のように均質でなく、一般に不均質であるためこの問題が生じてくるので、測定に際してはこの再現性のなるべく良好な方法を適用すべきであり、再現性の乏しい方法は価値がない。そこで今回の場合先づこれ等について詳細に検討した。(第1表参照)

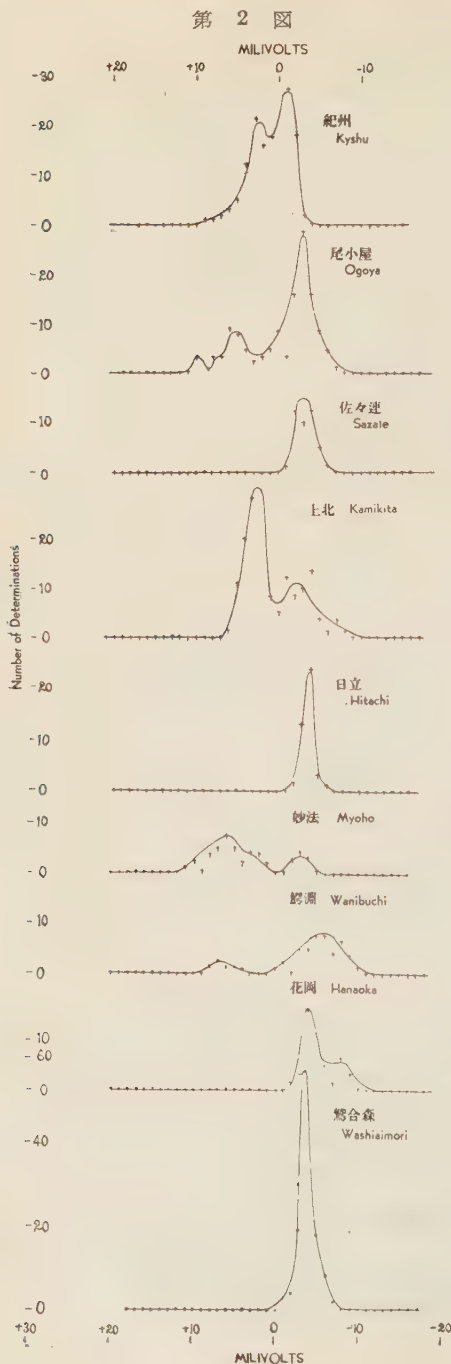
試料は先づ羅抄板上で軽く琢磨した後、アルコールで表面を拭い、ガラス板に油粘土で固定し、測定しようとする面をハンドプレスでガラス板に平行に保つた後自由に廻転する台上に載せ、結晶面と略直角になるように電極棒を接触せしめ、発生する電位差を電位差計で読み取る。1点での測定が完了すれば台を廻転するか、ガラス板を動かして同様な操作を繰返す。この場合極性切換スイッチにより電位差計の入力端子には常に一定の向の電位がかかるように適当に切換え、高温接点において黄鉄鉱→ステンレスと流れる場合を( )、その逆を( )とした。これは前者の場合は物性論的に P 型半導体であり、後者の場合は N 型半導体とされているのでこの符号に一致させた。

再現性の良好なのは上北、鶯合森、尾小屋、日立、妙法で、紀州、花岡、鰐淵は稍々悪い。

一般的に同じ結晶面では略同じような値を示し、同一結晶片でも面が異なると、熱起電力の値も異なる場合も認められたがいづれもその値の巾は非常に小さい。再現性についてはいろいろ問題はあっても第1表に示すような今回の実験結果の程度であれば、結果の解析に対して充分信頼し得る計測値と考えられるので、各試料について同様な方法によって測定を行い、その熱起電力の頻度分布曲線を作り、ピークの位置を求めて、それ等と鉱床の生成環境との関連性について検討を試みた。

### 3. 測定結果とその考察

秩父・田老・土畑・立又の各鉱山については試料が少なかったので第2図のような方法で表示し、他のものについては第3図に示すような頻度曲線を作つた。



これ等の鉍床中、秩父・田老・日立・佐々連は高温性と考えられており、他は一般に低温性鉍床である。

さらに鉍床学的に分類して、熱起電力及び晶相を表示すると第 2 表のようである。

測定の結果を要約すると次のようである。

(1) 同一結晶については結晶面が異なっても符号の変化する事は少く、その値の偏倚も小さい場合が多いが異なる値を示す場合もある。

(2) 同一結晶面の異なる位置についての測定においても略(1)と同様な傾向を示している。

(3) 同一鉍床より産出した結晶でも符号の異なるものが見られ、異なる値を示すものが存在する。

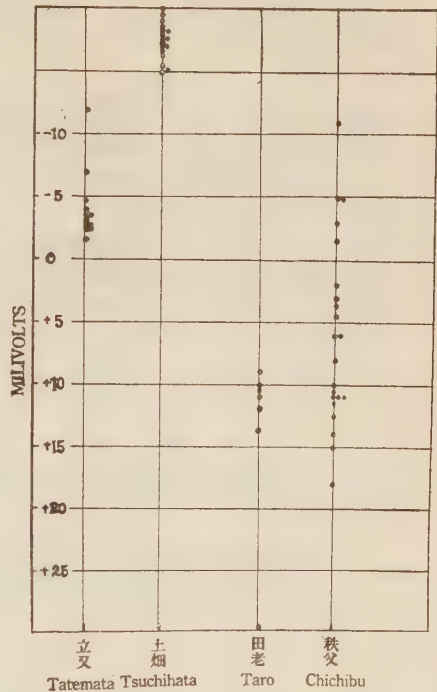
即ち、紀州、妙法、尾小屋、鰐淵、上北では(+)のものと(-)のものとが認められた。

(4) 鉍床型式や生成環境が類似していると思われる鉍床でも熱起電力の符号や値が非常に異なっているものが認められた。例えば黒鉍々床に属する 4 鉍床中、花岡と鰐淵が接近した値を示すが上北及び土畑は全く異なっている。

(5) 逆に生成環境の異なる鉍床のものでもよく類似した値を示す場合もある。即ちキースラーガー鉍床に属する日立や佐々連のものが低温性の立又、尾小屋、鷺合森、花岡のものと殆んど同一の値を示す。

(6) 黄鉄鉍には熱起電力の符号より判断して、P 型と N 型の両者が存在するが、これ等の鉍床より産出する黄鉄鉍においては N 型が圧倒的に多い。

第 3 図



(7) 晶相と熱起電力との間に一定の関係を認める事は出来ない。

(8) 東北日本の浅熱水性鉱脈産の黄鉄鉱はいづれも N 型であり、西南日本の場合は P 型が漸増している。

この点に関しては同じく浅熱水性鉱脈と云つても東北と西南日本とでは生成環境に差があつた事を暗示しているのではないかと推測する。

最近、M. Fisher 及び J.E. Hiller<sup>1)</sup> が黄鉄鉱の熱起電力の測定を行つた結果、同一鉱床のものでも種々な値を示し、異なる鉱床 (Pneumatolytic~epithermal) のものでも大差ない事を指摘しているが、日本の銅鉱床の場合について行つた今回の実験の結果は Fisher の結果を裏付けすると共に F.G. Smith の説を否定する結果になつた。

熱起電力や電気伝導度に結晶格子欠陥の規則性による事が多くの研究者によつて指摘されているが、

第 2 表

温度	鉱床型	鉱床区	鉱床名	P型*	N型**	平均熱起電力***	晶相
高温性	接触交代鉱床	東北	秩父	+	±	+11	p****
	含銅層状硫化鉄鉱床	"	田老	+	○	+11	p
		西南	日立 佐々連	○ ○	+ +	-3 -3	a p,e
低温性	黒鉱床	東北	花岡	○	+	-4	ae,ao,a
		"	上北	+	±	+4	a
		"	土煙	○	+	-18	o
		西南	尾鰐淵	±	+	-5.5	ae,e
性	浅熱水鉱脈	東北	立又	○	+	-3	a,e
		"	鷲合	○	+	-4	e,ae
		西南	森小屋	±	+	-3	ao,ae,oe
		"	紀州	+	+	-1	e
		"	妙法	+	±	+6	e

\* P型 半導体に属するもの + 非常に多い ± 極く少い ○ 全く存在しない。

1) Fisher, M., & Hiller, J.E. : N. Jb. Min., 89, 281~301, 1948.

\*\* N型 半導体に属するもの。

\*\*\* 熱起電力の頻度分布曲線のピークの位置 mV で表わす。

\*\*\*\* Pは多結晶を示す。

これ等の欠陥や結合内容の相違が生成温度に直接対応するという根拠が今日の所未だ不十分であるから、鉱物の諸物性の偏倚を支配する物理化学的本性を追求すると共に、それ等の物理化学的本性と生成環境との関係を規定するために今後より多くの実験とデータの集積が必要となってくるであろう。

附記 Fisher は上記目的のため、黄鉄鉱の顕微鏡的研究、分光分析、X線分析、示差熱分析、加熱実験等を行って熱起電力を支配する本質を追求しているが、他硫化鉱物微粒子の存在と微量成分が影響している程度で他の性質との関係は見出されなかつた事を報告している。

## 北部北上山地岩泉附近の接觸變成岩類 (II)

### On the contact-metamorphic rocks from Iwaizumi, northern Kitakami mountainlands (II)

加 納 博 (Hiroshi Kano)\*

#### (3) 石灰岩の内部及び縁辺部にみられる變成岩類

變成帯内帯に分布する石灰岩層の大部分は単純な晶質石灰岩に過ぎないが、その中に介在する包有岩塊や上下盤の異質岩層との漸移部には種々の石灰珪酸塩鉱物から成る興味ある鉱物組合せが発達している。

**石灰岩中の珪質包有岩から導かれた變成岩類** 本地域の石灰岩層はとくにその上下盤近くに多くの珪質包有岩塊を有することを前に述べた。これらの包有岩塊中には、一般に透角閃石または透輝石を生じている。

##### i) 透角閃石・方解石・石英岩

下部石灰岩層のほぼ中央部に多数含まれる珪質包有岩塊の一つ、石英・方解石のほか比較的多量の透角閃石 ( $2V(=)88^\circ$ ) のポイキロプラスチック斑状変晶を含んでいる。<sup>1)</sup>

##### ii) 透輝石・金雲母・斜勸簾石・方解石・石英岩

小本川屈曲部の下部石灰岩層下盤より約 100m 上位に産す。石英・方解石のモザイク状石基中に透輝石・金雲母および斜勸簾石 ( $2V(+)70^\circ$ ) を生じている。

\* 秋田大学鉱山学部鉱山地質学教室。

1) 同様の鉱物組合せは、沢中沢接触部より約 1200 m 離れた上部石灰岩層の上盤にも発達し、鉄磐ざくろ石・黒雲母ホルンヘルスト互層している。



石灰岩との間に拡散反応帯を有する泥質または泥灰質包有岩から導かれた変成岩類。滝ノ沢接触部から約50m離れた下部石灰岩層の下盤の泥質または泥灰質夾みを有する部分に種々の興味ある変成現象が観察された。次にその2例を記す。

例1. 夾みの中心部は黒雲母・灰曹長石<sup>1)</sup>(An26)・石英の組合せであるが、石灰岩に接する周縁部に向つてつぎのような規則的な鉱物変化が認められる(第9図2, 3, 4)。

(1) 黒雲母が減少し角閃石と透輝石が上の鉱物組合せに入ってくる。この場合、黒雲母・角閃石・透輝石の3者は均一に混りあつて共存するのではなく、透輝石・角閃石、角閃石・黒雲母あるいは透輝石・黒雲母のそれぞれの組合せが交互に縞状配列をなす傾向がある。この部分の斜長石は中心部よりやや灰長石分を有し、酸性的味長石(An32-35)となる。なお少量の石英を生じて、第9図2の様相を呈する。

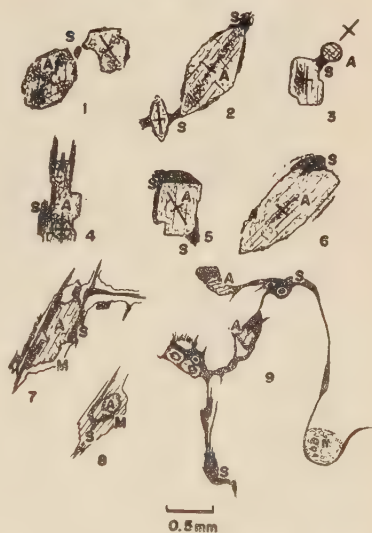
(2) 石灰岩との境界近くでは黒雲母は全く消失し、角閃石・透輝石・石英・斜長石の組合せとなり、少量の方解石も入ってくる。角閃石には、透輝石と安定に共存するときに生ずる、 $2V = (-) 70^\circ \pm$ と、透輝石を包みこれを交代しつつあるようにみえる濃青緑色角閃石( $2V = (-) 50-56^\circ$ )の2種類がある。斜長石は(1)より灰長石分に富化し、An37となる(第9図3)。

(3) 石灰岩との境界部には、内側部で角閃石・透輝石を主とする角閃石・透輝石・石英・方解石の組合せと、外側部で角閃石・透輝石・石英・方解石・斜長石の組合せとが互に縞状に充ちていく。この角閃石は(2)におけると同じ光軸角の小さい濃青緑色角閃石で、おそらく鉄およびソーダに富んだパーケヴィイ角閃石に近いものとおもわれる。これと共生する斜長石は塊状包有物で汚濁した灰曹長石(An25-30)で、部分的にカリ長石化している。なお、この部分には方解石・葡萄石の小塊も含まれ、これに代わる角閃石を葡萄石化したロゼン石(貝ペンニン)化している。要するにこのような異常変成部は石灰岩と包有岩塊の境界面に沿つて、バルカリ(とくにソーダ)と鉄が比較的濃集した部分と考えられる(第9図4)。

(4) 石灰岩側は大部分方解石から成るが、境界部近くには透輝石と若干の角閃石を生じている。境界部から遠ざかると角閃石は消え、透輝石も少なくなる。

例2. (第9図5) 前例の産出地点から50cmしか離れていないが、再結晶度は

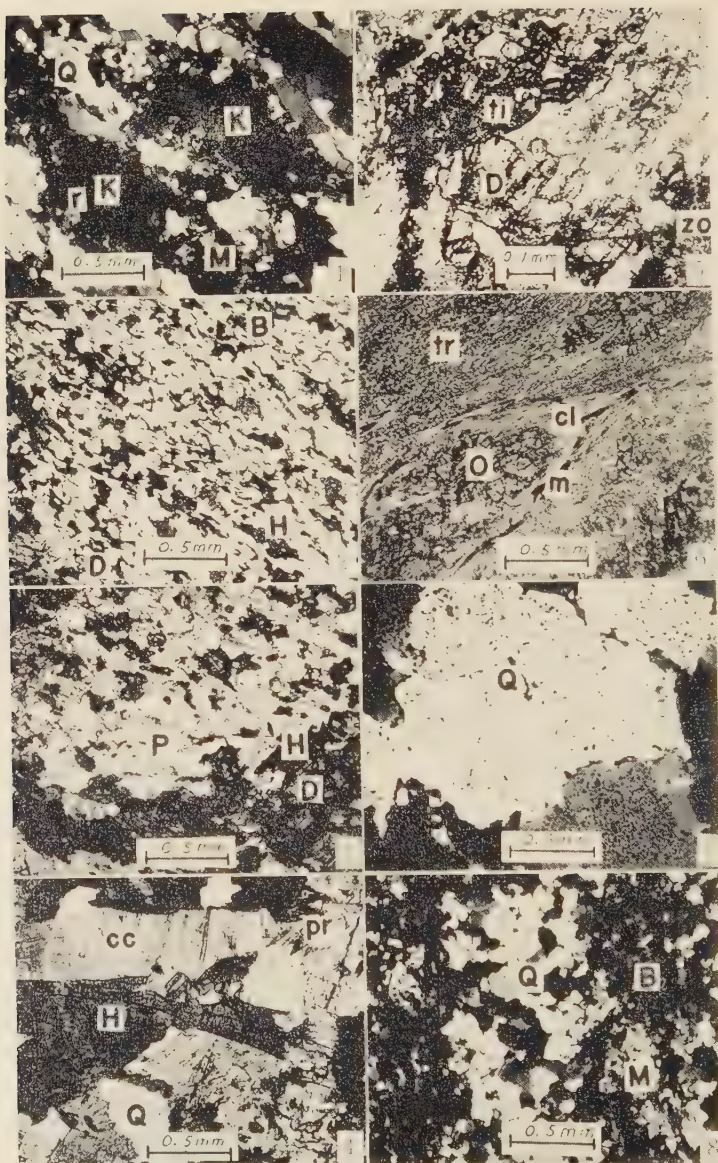
第8図 非線石(S)と紅柱石(A)の種々の産状



(1-6) ホルンベリス, (7-9) 滝ノ沢接触部、M: 石英, m: モノシリコ石(様鉱物)

1) 中核部 An22, 外殻部 An27 の逆累帯をなすものもある。

## 第 9 図



1. 砂岩起源ホルンヘルス (内ノ沢)。中央の暗黒に近い 2 つの眼球状斑晶はカリ長石(k)。そのまわりはミルメカイト(r)を有する灰曹長石の微晶で縁取られている。

はるかに低い。包有岩塊の中心部は透角閃石・黒雲母・石英(それに少量の方解石・斜長石および透輝石)の組合せから成る細粒ホルンヘルスであるが、周縁部に狭い拡散反応帯が認められ、内側から順に斜矽簾石帯(0.15 mm)、透輝石・榎石岩帯(0.2 mm)が区別され、石灰岩部に直接する最外側を磁鉄鉱帯(0.07 mm)がとりまいている。これらの特徴鉱物のほかに緑泥石・葡萄石および方解石も部分的に発達する。本例によく似た metamorphic diffusion は鈴木醇<sup>1)</sup>により、日高帯南部のホルンヘルス中の変成石灰質団塊から報告された。

以上の2例に示した石灰岩に夾まれた包有岩塊の中心部と周辺部における鉱物変化は、いずれも石灰岩と包有岩塊の間に行われた成分移動を伴う変成分化作用の結果を示すものとおもわれる。この場合、Ca が石灰岩から包有岩側に移動すると同時に、おそらくそれと置換交替的に Fe, Mg, アルカリとくに Na および Si が包有岩の中心部から石灰岩に向つて移動し、とくに境界部附近に濃集したものであろう。なお、葡萄石・緑泥石・斜矽簾石などの生成にあずかつた水も多分この変成分化にともなつて、系内または系外から境界部に導入された。

**珪灰石の産出** 本地域の変成岩中の石灰珪酸塩鉱物で最も安定にかつ広く分布するのは透角閃石または普通角閃石と透輝石で、これに反し珪灰石の産出は一般にはきわめて限定され量もいじめるしく少ないことは注目に値する。珪灰石の産出が比較的稀な理由は、一には石灰岩の広大な分布にもかかわらず、花崗岩体が直接石灰岩を切ることがほとんどないことによるものである。

珪灰石が花崗岩と石灰岩の接触部に生じている唯一の例が小本川の逆 S 字状屈曲部で見出されている。ここでは乙茂型花崗閃緑岩の小侵入岩脈の一であるペグマタイトが下部石灰岩の一部を切り、その接触部に種々のスカルン鉱物を生じている。ここに発達する石灰岩起源交代変成岩の鉱物組合せは、ヴェスーヴ石・透輝石・珪灰石(±方解石・石英)の組合せとサーラ輝石・中性長石(An<sub>32</sub>)・石英の組合せの2種で、前者は Goldschmidt の Class 10、後者は Class 7 にそれぞれ相当する。ただしこの場合にも珪灰

1) 鈴木醇：地質，41，666-680，1934.

### 第9図説明(つづき)

2. 石灰岩に夾まれた泥灰質岩起源ホルンヘルスの比較的 center に近い部分(滝ノ沢)。黒雲母(B)、普通角閃石(H)、透輝石(D) および斜長石から成る。(開放ニコル)
3. 同上。周縁部、透輝石(D) のまわりを濃青緑色普通角閃石(H) が包んで発達するもの。(開放ニコル)
4. 同上。境界部の濃青緑色角閃石(H)、方解石(cc)、灰曹長石(P)、石英(Q) およびそれらを貫ぬく葡萄石(pr) 脈。(開放ニコル)
5. 拡散反応帯を有する泥灰質岩起源ホルンヘルス(滝ノ沢)。cc：石灰岩部、m：磁鉄鉱帯、透輝石(D)・榎石(ti)帯、斜矽簾石(ZO)帯。(開放ニコル)
6. かんらん岩起源片状ホルンヘルス(内ノ沢東方)。O：かんらん石、Cl：緑泥石、tr：透角閃石、m：磁鉄鉱。(開放ニコル)
7. 濃堇褐色石英斑状変晶(Q)における包有物の配列状態。(直交ニコル)
8. 縞状片麻岩に似た岩石(峯野)。ただし白色縞部は石英(Q)のみから成る。(直交ニコル)



石の産出はペグマタイト接触点からせいぜい 10 m 以内にすぎない<sup>1)</sup>。

#### (4) 超塩基性火成岩から導かれた変成岩—透角閃石・緑泥石・かんらん石片状ホルンヘルス (第 9 図 6)

内ノ沢附近の一小沢に産する。層位的には下部石灰岩の下位、花崗岩体から約 50 m に位置する。筆者の調査範囲ではこの一ヶ所で見出されただけであるが、島津によれば、安家地域には同様の岩石がほぼ同じ層準に広く分布しているといわれる。

鏡下では残留斑状片状構造の顕著な岩石で、かんらん石(おそらく残留斑品)・緑泥石・透角閃石・磁鉄鉱(および少量の蛇紋石・炭酸塩鉱物)より成る。かんらん石は  $3.0 \times 1.5$  mm の眼球状斑状残品で、軽微の破碎粒状化作用を受け、数個の小結晶が集合して一斑晶をつくることが多い。 $2V = \pm 90^\circ$  で普通のかんらん岩中のものと同様の成分とおもわれる。周縁および割目に沿って緑泥石または透角閃石に交代されている。緑泥石による置換が進んだものでは、緑泥石化した元のかんらん石の中央部を包みわずかにかんらん石の外殻が夾状に残っている。この種の緑泥石は底面劈開の発達した比較的大型の板状結晶で、ほとんど無色に近い淡緑色、複屈折弱く、 $\beta = 1.577$ ,  $2E = 0$ , 光学性正、比較的アモサイト分子に富んだ苦土緑泥石(正ペンニン)の一種と考えられる。透角閃石は無色、 $c \wedge Z = 18^\circ$ ,  $2V = (-) 76^\circ$ ,  $\alpha = 1.622$ ,  $\gamma = 1.645$ ,  $\gamma - \alpha = 0.023$ , 若干の鉄を含んだ陽起石質透角閃石と考えられる。

本岩によく似た鉱物組合せは舟橋三男が報告<sup>2)</sup>した幌加内附近の混成蛇紋岩に知られている。

### 7. 乙茂型花崗閃緑岩周辺の変成岩類

茂市型花崗閃緑岩と乙茂型花崗閃緑岩とが岩質にかなり著しい相違がみられることを前に述べた。それに関連して乙茂型花崗閃緑岩に直接する地域に発達する変成岩類が、次に述べるような点で、茂市型花崗閃緑岩に直接する地域(内ノ沢以西)のそれとかなり本質的に異なることが注目される。

i) 茂市型地域には狭い範囲ながら縞状片麻岩帯(白雲母亜帯)が発達する。ここでは紅柱石、珪線石は白雲母化作用を受けて不安定となり、それに代つてコランダムが安定となる。これに反して、乙茂型地域には縞状片麻岩帯を欠き、紅柱石・珪線石は直接接触部まで安定に存続する。

ii) 濃堇褐色石英斑状変晶の発達。乙茂型花崗閃緑岩の周辺部には、肉眼的にきわめて特徴ある美しい濃堇褐色、樹脂状光沢を示す珪質ホルンヘルスが発達している(小本街道、袋野<sup>3)</sup>など)。小本街道接触部から約 900 m 西方の変質珪岩は、鏡下では  $0.75 - 1.5$  mm のほゞ円形または方形の大型石英斑状変晶の sutured aggregate と、それらの間を充填する細かい石英変晶・黒雲母および白雲母より成る。石英の大型斑状変晶中には黒雲母・ざくろ石・斜長石・電気石・珪線石などの丸味を帯びた無数の包有物が含まれ、第 9 図 7 のような環鎖状配列をなすことが多い。この場合環の中心部は包有物を欠かし、

1) なおペグマタイト自身の内部にも興味ある同化混成現象が認められるが、これについては別の機会に述べる。

2) 舟橋三男：地質，51，119-131，1944.

3) 乙茂型花崗閃緑岩体東縁の接触部。



また同一斑状変晶中に数個の環が存在することも稀ではない。

この種の石英斑状変晶は岩生周一<sup>1)</sup>が柳井地方の領家変成岩で注目したものと全く同様のもので、岩生はこれを花崗岩化作用の過程に於ける増進的な再結晶作用によるものと解釈した。段戸および笠置地方の領家変成帯にも同様の変質珪岩が知られているが、小出<sup>2)</sup>および有田<sup>3)</sup>は新期花崗閃緑岩による複変成現象として説明した。筆者はここでは後者の解釈にしたがい、新期花崗閃緑岩（乙茂型）の進入に関連した複変成的な再結晶作用によって生成したものとする。

これと同様の石英斑状変晶が injection vein 状に発達して一見すると縞状片麻岩に似た岩石（第 9 図 8）を作ることも接触部近くにはしばしばある（小本街道、下猿沢、褒野など）。このような岩石では一般に白雲母は比較的少なく、紅柱石や珪線石が安定に存続する。

iv) Orijärvi 型堇青石岩の発達。乙茂型花崗閃緑岩の東側の変成帯には、田老鉱山の銅硫化鉄鉱床を含む剪裂帯に伴なって多量の堇青石を有する塩基性火山岩起源の交代変成岩が諸所に発達している<sup>4)</sup>。これは堇青石と黒雲母の組合せから成るものであるが、斜方角閃石およびカミングトン角閃石を含む斜長石角閃岩としばしば密接な共存関係を示している。この種の剪裂帯ならびに交代変成岩類は岩泉・安家地域の変成帯には決して見られない。

以上のように、関連花崗岩の型式が異なるにしたがつて、変成帯における鉱物組合せおよび安定関係に著しい差違を生ずることは興味ある事実である。同じようなことは、小出<sup>2)</sup>により段戸地方で明らかにされており、清崎花崗閃緑岩に関連した古期変成帯と三都榎花崗閃緑岩に関連した新期変成帯とはいろいろの点で対蹠的な相異を示している。

### 8. 変成相ならびに変成条件

さきに筆者は<sup>4)</sup>本地域の接触変成岩類が領家変成帯のそれに比較的よく類似していることを強調したが、その主な根拠を上記述べた記載から要約すれば次のようである。

- (1) 紅柱石または珪線石と黒雲母ならびにカリ長石との安定共存。
- (2) 縞状片麻岩帯の存在。
- (3) 乙茂型花崗閃緑岩と領家帯における古期花崗閃緑岩との、とくにカリ/ソーダ比における近縁性。
- (4) 乙茂型花崗閃緑岩のまわりに見られる変成現象と領家新期変成帯におけるそれとの類似—とくに複変成的な石英斑状変晶の存在。

端山好和<sup>5)</sup>は角閃岩相に属する変成帯を、紅柱石・珪線石・堇青石などとカリ長石とが共存する場合と共存しない場合とによつて、それぞれ領家・阿武隈型および Orijärvi 型との 2 の型式に分けた。この分け方は本質的には変成帯における物理条件—とくに水蒸気圧の大小に関係するもので、端山によれば前者は比較的水蒸気圧が低い場合、後者は

1) 岩生周一：地質，**44**，879，1937.

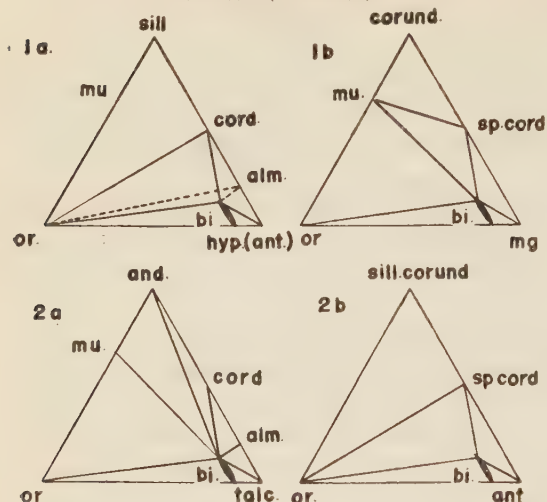
2) 小出博：前出，1949.

3) 有田忠雄：地質，**55**，99~104，1949.

4) 加納博：地質，**55**，137，1949.

5) 端山好和：地球科学，**26~27**，19~28，1956.

第 10 図 本邦の代表的な接触変成帯における  
鉱物組合せ (AKF 図表)



- 1a. 岩泉および領家古期変成帯 (移化帯または珪線石亜帯)  
 1b. 同 上 (縞状片麻岩帯または白雲母帯)  
 2a. 遠野および千厩変成帯 (紅柱石帯)  
 2b. 同 上 (珪線石帯)

sill: 珪線石, and: 紅柱石, corund: コランダム, mu: 白雲母, cord: 堇青石, sp: スピネル, olm: 鉄鋳ざくろ石, bi: 黒雲母, hyp: 斜方輝石, ant: 斜方角閃石, mg: 磁鉄鉱, or: カリ長石.

しかし茂市型花崗閃緑岩の接触部近くに発達する縞状片麻岩帯 (白雲母帯) では鉱物組合せの仕方は若干異なり第 10 図 (1b) のようになると考えられる。ここでは珪線石 (または紅柱石) とカリ長石の組合せは不安定となり、その代りにコランダム-白雲母、白雲母-カリ長石の結合せが安定となる。したがって変成分化作用の最終産物は一般に黒雲母-白雲母-カリ長石の安定な組合せを有する。このような組合せは、珪線石亜帯から白雲母帯にかけて水蒸気圧が若干高くなったことを意味している。

乙茂市型花崗閃緑岩は岩石化学的には茂市型とは異なり、カリ/ソーダ比が低く、丹沢・千厩・遠野などの石英閃緑岩-トロネム岩系に似ている。その変成帯も東側 (中里・田老地域) では堇青石岩の生成で特徴づけられるように明らかに丹沢・千厩・遠野などと同じ型式に属する。この変成帯は一般的には茂市型より水蒸気圧が高いと考えられ、その鉱物組合せにはおそらく第 10 図 (2a)<sup>1)</sup> のような平衡関係が適用されるであろう。この場合

水蒸気圧が比較的高い場合と考える事によつて種々の鉱物組合せがうまく説明できるとされている。上に述べた特徴から、本変成帯-とくに茂市型花崗閃緑岩に関係した珪線石亜帯における鉱物組合せが端山の領家・阿武隈型のそれに属することは明らかであり、その鉱物組合せを AKF 図で示すと第 10 図 (1a) のようである。

この場合注目すべきことは、鏡下の観察から推定されるように珪線石が紅柱石より安定におもわれること、きわめて稀であるが斜方輝石の産出があることで、このようなことは珪線石亜帯の変成相が角閃岩相の中でも比較的輝石ホルンヘルス相に近い高温部に属することを暗示している。

1) 第 10 図 (2a, 2b) は遠野および千厩変成帯における実際の鉱物組合せから作成したもので、同図 a は紅柱石帯, b は珪線石帯における安定関係を示す。

には珪線石の代りに紅柱石が安定で、カリ長石は紅柱石または堇青石とは共存しない。黒雲母と白雲母・紅柱石・堇青石のそれぞれとを結ぶ安定結合が特徴となる。このような安定関係は Ramberg<sup>1)</sup> によれば緑れん石角閃岩相の高温部に相当する。したがって、乙茂型花崗閃緑岩に関する変成帯は、茂市型のそれよりはやや低温であつたと考えなければならない。

岩泉変成帯の南東部(小本街道以南)では茂市型変成帯の珪線石亜帯または黒雲母帯が乙茂型花崗閃緑岩に直接し、したがって当然後者による複変成作用が期待される。しかし実際には前に述べたような石英斑状変晶で示されるような珪化作用以外にはとくに複変成現象とみられるようなものは認められない。その理由は上に述べたような茂市型変成帯と乙茂型変成帯の温度条件の差によると考えられるであろう。

以上のような変成作用の過程で、変成帯の内部または変成帯と花崗岩体との間に、どのような物質の移動—変成交代作用または交代作用—が行われたかはこの論文の範囲外で将来の検討にまたなければならない。

卒業論文作成にあたっては北大理学部地質学鉱物学教室の鈴木醇教授、石川俊夫教授、舟橋三男助教授に指導していただき、また当時札幌に駐在された小出博博士からいろいろの助言をいただいた。さいきん同じ地域を研究中の島津光夫ならびに国府谷盛明氏からは安家地域の変成岩について有益な知識を得た。以上の方々に厚く謝意を呈する。なお本研究に要した費用の一部は日本学術振興会研究補助金ならびに文部省科学研究費交付金に負うものである。(完)

- 1) Ramberg, H : Origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks, 149, 1952.

**正 誤 表** 本誌 41 卷 6 号掲載の加納氏論文中、次の通り正誤します。

260 頁上から 9 行目(第 7 図)を(第 8 図)に訂正、同頁上から 10 行目(第 7 図)を(第 8 図)に訂正、262 頁上から 16~17 行目(図版 9)を(第 9 図 1)に訂正。

## 所謂万年山熔岩の岩石化学的研究

### Petrochemistry of the so-called Haneyama lavas

松 本 幡 郎 (Hataro Matsumoto)\*

**Abstract :** So-called "Haneyama-lavas", as named by T. Matsumoto, are widely distributed in central Kyushu, especially in Oita Prefecture. These lavas are mostly glassy and their texture shows various types, namely,

\* 熊本大学理学部地学教室.

spherulitic, fluidal and perlitic. Phenocrysts are plagioclase (An 27-45%) and sporadic mafic minerals.

Their chemical compositions are shown in Table 1 and their normative compositions in Table 3. As compared with the average chemical compositions of Japanese volcanic rocks, the Haneyama lavas are rich in alkalis, and poor in CaO, FeO and MgO. Normative feldspars are rich in Or and Ab, and poor in An. Wo is always absent.

Chemical compositions and norm of spherulitic rock and spherulite in Haneyama lavas are shown in Table 5. Compared with the host rock, the spherulite is rich in  $\text{SiO}_2$ , FeO, CaO and especially alkalis and the composition lies near the eutectic line between quartz and alkali feldspar.

## 1. 序 言

近年急速に pyroclastic lava に対する関心が深まり、多くの研究者が此の問題を取り上げる様になった。九州に於ては古くから阿蘇熔岩を始め種々の pyroclastic lava が松本博士に依り指摘されている<sup>1)0</sup>

万年山熔岩なる名称も松本博士に依り命名され、中部九州殊に大分県に広く分布し、鎧ヶ岳熔岩等と同じく、似て非なる阿蘇熔岩として発表されている事は周知の所である。1951, 1952 年、熊本大学の学生諸氏の卒論地域が大分県下に集中されたために、種々の万年山熔岩を入手でき、殊に青木謙一郎、谷田勝俊両氏からは多くの試料を提供して頂いた。ここに感謝の意を表する次第である。

万年山熔岩の分布に関しては、松本博士に依り詳細に発表されているが、これに関する化学成分は未だ明にされていないので、ここに著者が今迄に得た結果を報告したいと思う。

## 2. 万年山熔岩の岩相

万年山熔岩の岩相は非常に多種多様であり、玻璃質の黒曜岩あり、球類に富める球類岩あり、ある場合は完品質に近い黒雲母粗面岩質である。然し大部分は非常に流理の発達した流紋岩質である。同熔岩の噴出時代は松本博士によれば上部中新世と考えられている<sup>2)1</sup>。

鏡下の観察でも岩相は多種多様であるが、大体つぎのような鉱物からなる。

斑晶 (量比: 10—24%)

斜長石: 自形, 半自形, 累帯構造の発達良好,  $n_1: 1.552 \sim 1.540$ , An% 45~27, (量比: 7~15%)

黒雲母:  $\gamma: 1.637 \sim 1.642$ , 多色性強し (量比: 2% 前後)

角閃石: 多色性強し (緑色褐色両種存する) (量比: 2% 前後)

紫蘇輝石: 多色性強し

普通輝石: 少 量

石 英: 少 量

1)2) Matsumoto, T: J. Jour. Geol. Geogr., 19, (Special Number), 1~57, 1943.; 松本唯一: 阿蘇火山 (地質学会 巡検案内), 1952.; 火山, 1, 1~16, 1932.



大隅石：屢々変化して雲母状になつている<sup>1)</sup>。

石基：玻璃質，隠微晶質，組織：球顆状，流状，真珠状

微晶：斜長石 (An% 20~25)，紫蘇輝石，磁鉄鈦，黒雲母，燐灰石，ジルコン

二次鈦物：玉髓，蛋白石

### 3. 化 学 組 成

本熔岩の化学組成を第 1 表に示す。SiO<sub>2</sub> 量は 67.71~72.59% で，山田，種子田両氏による本邦火山岩平均組成<sup>2)</sup>と比較検討した場合，SiO<sub>2</sub> を基準とすると Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> は略一致し，CaO，FeO，MgO はやや少く，殊に Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> は少い。之に反して Na<sub>2</sub>O，K<sub>2</sub>O は何れも多い。Daly の世界の火山岩平均値と比較すると，Na<sub>2</sub>O は大体同じであるが，K<sub>2</sub>O はその値に及ばない。すなわち万年山熔岩は Na<sub>2</sub>O に富む性質を持つている。

### 4. ノルム値及びニグリ値

第 1 表の化学成分より，ノルム値及びニグリ値を計算して，第 2，3 表に夫々示した。万年山熔岩のノルム Q(25.80~33.36)，並びにニグリ値の qz(118~180) は共に，相当量算出される。鏡下で石英の認められる薄片は少なく，石英の存在する薄片に於ても，その量は微少である。したがつて遊離珪酸は大部分石基の玻璃質の部分に含まれているものと考えられる。ノルム値ではすべて Wo 成分を欠き，C 成分を有する。また Q:F 値

第 1 表 万年山熔岩の化学成分

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	68.30	67.71	68.44	72.14	70.15	71.56	72.59	70.51	69.26	71.34
TiO <sub>2</sub>	0.37	0.35	0.38	0.39	0.39	0.38	0.39	0.38	0.36	0.38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.91	15.43	14.83	14.73	14.76	14.68	13.85	14.94	14.99	14.75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.83	1.85	1.78	0.80	0.77	0.89	0.76	0.78	1.46	0.61
FeO	2.25	2.42	2.34	1.19	1.68	1.53	1.65	1.81	1.72	1.24
MnO	0.07	0.09	0.08	0.06	0.07	0.07	0.06	0.05	0.10	0.07
MgO	0.84	1.01	0.82	0.17	0.97	0.21	0.46	0.69	0.76	0.16
CaO	4.07	3.69	3.31	2.01	2.58	2.07	2.14	2.52	2.32	2.03
Na <sub>2</sub> O	3.09	3.31	3.42	3.89	3.82	3.83	3.62	3.79	2.88	3.86
K <sub>2</sub> O	2.32	2.59	2.69	3.22	3.69	3.52	3.30	3.18	3.79	3.76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.17	0.09	0.12	0.09	0.07	0.13	0.09	0.12	0.06
H <sub>2</sub> O+	0.71	0.65	0.73	0.53	0.74	0.59	0.76	0.74	0.71	0.40
H <sub>2</sub> O-	0.66	0.54	0.56	0.31	0.48	0.36	0.39	0.59	0.67	0.29
Total	99.56	99.81	99.67	99.56	100.19	99.76	100.10	100.07	100.14	99.95

1. 大分県玖珠郡万年山本山三角点 1140.2 m

2. 大分県玖珠郡万年山奥万年台

3. 大分県玖珠郡万年山 850.8 m 三角点

4. 大分県玖珠郡森町嫁田北々東 0.5 km (黒嶽)

5. 大分県玖珠郡森町宝山東 3 km (黒嶽)

6.—10. 熊本県阿蘇郡坂梨村妻子鼻 (坂梨火山) [10: 河野義礼博士分析<sup>2)</sup>(河野義礼; 本邦玻璃質岩の研究，地質調査所，1951.)]

1) 青木謙一郎：岩鈦，38，80，1954.

2) Yamada, S. : Jour. Geol. Soc. Japan., 37, 1~6, 1930. ; Taneda, S. : Jour. Geol. Soc. Japan., 58, 517~521, 1952.

が90~95%となりMは5~10%であり、之はモードにおいて有色鉱物の少いことと一致する。ノルム長石(第1図)ではOr+Ab(67.3~85.3)に富み、さらにNo.1, 2, 3の群と他の岩石群との2つに分たれる。この中間に位するのとは所謂鎧ヶ岳熔岩である<sup>1)</sup>。種子田氏の本邦火山岩平均値のグループV-VI( $\text{SiO}_2$ % 67.41~72.05)と比べる

第2表 ノルム値

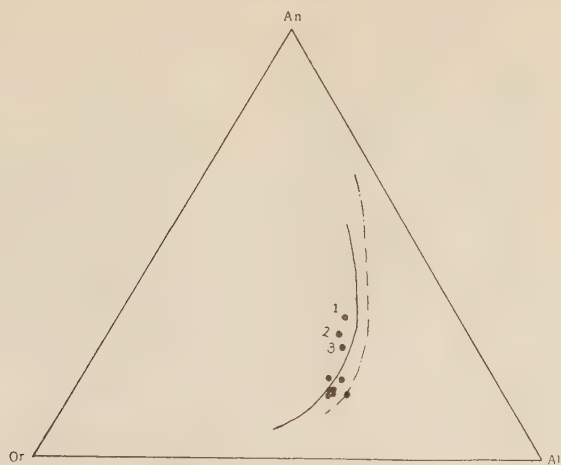
No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Q	31.03	28.62	29.22	32.52	26.40	31.26	33.36	29.28	25.80	29.76
Or	13.34	15.57	16.12	18.90	21.68	20.57	19.46	18.90	22.24	22.24
Ab	26.20	27.77	28.82	33.01	31.96	31.96	30.39	31.96	33.01	32.49
An	19.18	17.51	15.57	9.17	11.95	9.45	9.73	11.68	10.56	9.45
C	0.41	0.71	0.51	1.43	0.20	1.22	0.28	1.02	0.61	0.92
En	2.10	2.50	2.10	0.40	2.40	0.50	1.20	1.70	1.90	0.40
Fs	2.24	1.98	2.24	1.06	1.98	1.45	1.85	2.11	1.45	1.19
Mt	2.55	3.02	2.32	1.16	1.16	1.39	1.16	1.16	2.09	0.93
Il	0.76	0.76	0.76	0.76	0.76	0.76	0.76	0.76	0.76	0.76
Ap	0.34	0.34	0.34	0.34	0.34	0.34	0.34	0.34	0.34	0.34
百分比 { Or	22.7	25.6	26.6	30.9	33.1	33.2	32.7	30.2	33.8	34.7
Ab	44.6	45.6	47.6	54.0	48.7	51.6	51.0	51.1	50.2	50.6
An	32.7	28.8	25.8	15.1	18.2	15.2	16.3	18.7	16.0	14.7
百分比 { C	8.6	13.6	10.5	49.5	4.4	38.4	8.5	21.1	15.5	36.7
En	44.2	48.2	43.3	13.8	52.4	16.9	36.0	35.2	47.9	15.9
Fs	47.2	38.2	46.2	36.7	43.2	45.7	55.5	43.7	36.6	47.4
百分比 { Q	32	29	30	32	27	30	34	29	26	30
F	60	62	60	63	66	64	61	64	67	65
M	8	9	10	5	7	6	5	7	7	5
百分比 { Q	34.46	32.0	32.6	34.7	28.7	33.5	35.9	31.9	28.2	31.7
Or	14.80	17.4	18.0	20.2	23.6	22.1	20.9	20.6	24.3	23.7
Ab+An	50.74	50.6	49.4	45.1	47.7	44.4	43.2	47.5	47.5	44.6

第3表 ニグリ値

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
si	319	306	330	392	347	381	400	354	338	385
al	41	41	42	47	43	46	45	44	43	47
fm	17	19	17	9	15	10	13	13	15	8
c	21	18	17	12	13	12	12	14	12	12
alk	21	22	24	32	29	32	30	29	30	33
k	0.32	0.35	0.35	0.35	0.39	0.37	0.38	0.36	0.39	0.39
mg	0.32	0.36	0.35	0.34	0.47	0.17	0.31	0.37	0.39	0.17
al-alk	20	19	18	15	14	14	15	15	13	15
c/fm	1.23	0.95	1.00	1.33	0.87	1.20	0.92	1.08	0.80	1.50
c-(al-alk)	1.0	-1.0	-1.0	-3.0	-1.0	-2.0	-3.0	-1.0	-1.0	-2.0
alk/al-alk	1.05	1.16	1.33	2.13	2.07	2.28	2.00	1.93	2.30	2.20
qz	135	118	134	164	131	153	180	138	118	153

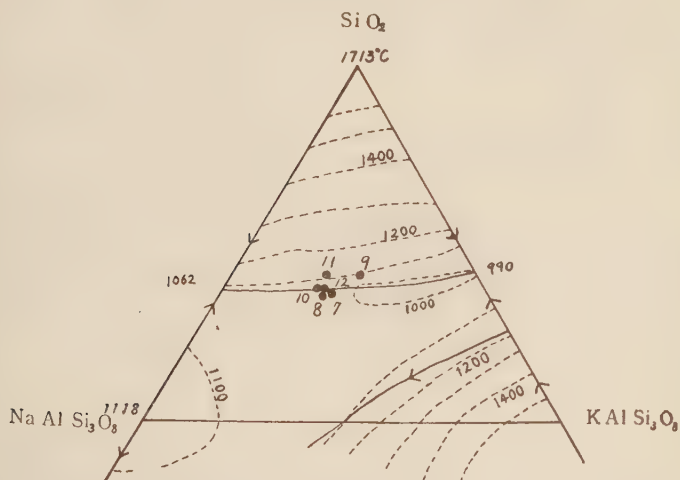
1) 松本幡郎：鎧ヶ岳熔岩の化学組成，日本地質学会西日本支部総会講演，1956。

第 1 図



実線：Daly, 世界平均値  
鎖線：種子田, 日本平均値

第 2 図  $\text{SiO}_2$ - $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  三角図



第 4 表

No.	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	73.30	75.31	63.84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.56	11.80	22.03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.46	0.39	none
FeO	1.18	1.34	n.d.
MnO	trace	trace	n.d.
MgO	0.79	0.57	trace
CaO	1.83	2.26	3.25
Na <sub>2</sub> O	3.58	4.05	9.48
K <sub>2</sub> O	3.02	3.47	0.51
TiO <sub>2</sub>	0.22	0.14	n.d.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	n.d.	trace
H <sub>2</sub> O(+)	0.82	0.31	0.92
H <sub>2</sub> O(-)	0.37	0.28	0.59
Total	100.15	99.92	100.62
ノルム	Q	35.46	33.72 (Mol %)
	Or	17.79	20.57 {Or 2.7
	Ab	30.39	34.06 {Ab 81.8
	An	8.34	3.89 {An 15.5
	C	2.35	{Ab 84.1
	Wo		3.02 {An 15.9
	En	2.00	1.40 (Wt %)
	Fs	1.45	1.72 {Or 2.8
	Il	0.46	0.30 {Ab 80.9
	Mt	0.70	0.70 {An 16.3
	Ap	0.34	{Ab 83.2
			{An 16.8

No. 11. 球顆岩

No. 12. 球顆岩中の球顆

No. 13. 球顆岩中の斑晶斜長石

SiO<sub>2</sub>-NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub><sup>1)</sup> の平衡関係 (第 2 図) を用いて, その成因を検討してみよう。球顆岩 (No. 11) 及び球顆 (No. 12) は石英とアルカリ長石の共融線の近くにあり, 他の球顆岩 (No. 9) も略同様の関係にある。すなわちこれらはいずれも同系の最低熔融点の近くにあり, 残液の組成を代表するものと見られる。

と, Or, Ab 成分に富み, An 成分に乏しい。

以上を要約すると, 万年山熔岩のうち, 1. 2. 3 は石英安山岩, それ以外のは流紋岩で, いづれもアルカリ, 特にソーダに富むものである。

### 5. 万年山熔岩中の球顆岩

つぎに熊本県阿蘇郡北小国 村下 巢台より産する玻璃質の万年山熔岩中の特殊な一岩相に就て述べたい。斑晶は累帯構造の発達した斜長石 (An 12-20 %) (分析結果より見ると An 16.8 %) の外, 少量の紫蘇輝石, 普通輝石及び副成分鉱物としてチタン鉄鉱, 磁鉄鉱, 磷灰石が認められる。球顆は斜長石, 磁鉄鉱, その他不明のものが核となり, 核の斜長石は An 28-30 % で斑晶の斜長石より An 成分に富む。球顆岩全体 (球顆核を除きたるもの) 及び斑晶斜長石の分析結果をノルム値と共に第 4 表に示す。球顆岩と球顆を比較すると, 球顆の方は SiO<sub>2</sub>, FeO, CaO 殊にアルカリが多い。球顆は放射状又は同心円状の構造を示す石英, カリ長石, 斜長石の微晶の集合体よりなり, SiO<sub>2</sub>, CaO, アルカリの多い事と一致する。万年山熔岩中の球顆は有色鉱物に乏しいから

1) Schairer, J.F., and Bowen N.L. : Am. Geophys. Union Trans. **16**, 325~328, 1935.; Bowen, N.L., and Tuttle O.F. : Jour. Geol., **58**, 489~511, 1950.



## 本 会 記 事

### 日本岩石鉱物鉱床学会昭和 32 年度総会記事

昭和 33 年 1 月 18 日(土) 午後 2 時より東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室第 1 講義室に於て、日本岩石鉱物鉱床学会昭和 32 年度総会が開催され、引き続き東北大学教授河野義礼博士の記念講演が行われた。尚、同夜懇親会が行われ、盛会であつた。

**昭和 32 年度事業経過報告** 渡辺万次郎会長欠席に付、鈴木醇幹事、会長に代つて開会を宣し、庶務委員長竹内常彦君より次の通り報告された。

1) 会員の動静 昭和 32 年 12 月 31 日現在の会員数は 866 名で、昨年度中の新入会員は 33 名、脱退会員数 7 名であつた。 2) 集会及び講演会 昭和 32 年度に於て幹事・評議員会 2 回、在仙実行委員会 4 回、講演会 1 回、(昭和 32 年 9 月 28 日～30 日 札幌に於て、日本鉱山地質学会、日本鉱物学会と共催)を開いた。 3) 会誌の発行 岩石鉱物鉱床学会誌第 41 巻 1 号～6 号を隔月発行、特に第 41 巻 6 号には会員名簿と別冊を印刷、全会員に配布した。 4) 図書 昭和 32 年 12 月 31 日現在に於て交換数 38 (国外 8)、贈呈数 15 (国外 5)、寄贈を受けた図書 77 (国外 9)種である。

**会長・幹事・評議員選挙結果報告** 庶務委員長 竹内常彦君より昭和 33 年度役員選挙結果の報告があつた。投票総数は 109 票で、評議員は 30 番目に 2 名の同得票者があるため、本年度に限り評議員数を 31 名とする事の承認が行われた。

会 長 渡辺万次郎 (任期 2 年)

幹 事 石井清彦、伊藤貞市、鈴木醇、高橋純一、坪井誠太郎 (以上任期 2 年)

評議員 石川俊夫、大森啓一、片山信夫、加藤磐雄、兼子勝、河野義礼、木下亀城、久野久、須藤俊男、鈴木廉三九、竹内常彦、原田準平、堀越義一、八木健三、渡辺武男 (以上任期 2 年) 小野田匡高、神山貞二、柴田秀賢、末野悌六、千藤忠昌、滝本清、津屋弘達、富田達、根本忠寛、野田真三郎、早川典久、待場勇、三原栄、吉木文平、吉村豊文、渡辺新六 (以上任期 1 年)

**昭和 32 年度会計報告及び昭和 33 年度予算案** 会計委員千藤忠昌君より下表につき説明があり、これを審議の結果承認した。尚昭和 34 年度より本会誌を月刊とする事について研究する旨報告があつた。

総会出席者は次の 42 名で、他に委任状が 64 通あつた。

阿部宏、阿部正宏、青木謙一郎、石沢健喜、宇留野勝敏、植田良夫、梅原嘉明、小野田匡高、生出慶司、大友惇、大貫仁、大政正明、大森啓一、岡田広吉、加藤磐雄、加藤清一、蟹沢聰史、金子寛、河野義礼、小泉隆、今野弘、島田昱郎、鈴木醇、鈴木勝、鈴木光郎、鈴木廉三九、関寿和、千藤忠昌、田口一雄、田代忠一、高橋維一郎、高橋義昭、竹内常彦、谷田勝俊、南部松夫、長谷川修三、早川典久、原田準平、増井淳一、三土知芳、八木健三、和田七郎

**幹事評議員会** 昭和 33 年 1 月 18 日(土) 午前 10 時より東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室会議室に於て開催、次の議事が可決された。

出席者 鈴木醇幹事、大森啓一、河野義礼、鈴木廉三九、竹内常彦、原田準平、八木健三各評議員 (外に委任状 16 通)

## 昭和 32 年度会計決算報告

収入の部				支出の部			
会費	収入	331,000円		事務費		32,526円	
別刷代	収入	35,838		備品費		1,690	
バックナンバー代	収入	6,060		消耗品費		14,250	
雑誌収入		6,639		通信費		10,726	
文部省助成	入金	70,000		雑費		5,860	
前年繰越	金	55,244		刊行費		434,947	
				会誌出版費		333,260	
				別刷出版費		38,212	
				郵送費		63,475	
				集会費		6,870	
				総会費		3,760	
				会議費		3,110	
				繰越金		30,438	
計				計	504,781		

## 昭和 33 年度収支予算案

収入の部				支出の部			
会費	収入	330,000円		事務費		30,000円	
別刷及び特別号代	収入	57,000		備品費		3,000	
バックナンバー代	収入	6,000		消耗品費		9,000	
雑誌収入		5,000		通信費		12,000	
文部省助成	入金	70,000		雑費		6,000	
前年繰越	金	30,438		刊行費		447,000	
				会誌出版費		340,000	
				別刷及び特別号出版費		57,000	
				郵送費		50,000	
				集会費		19,000	
				総会費		15,000	
				会議費		4,000	
				予備費		2,438	
計				計	498,438		

- 議事 1. 入退会員の承認。 入会者 28 名, 退会者 7 名。
2. 評議員投票結果。 同得票数 30 番目 2 名の候補者を今年度に限り評議員とし、その定員を 31 名 (1~15 番迄を 2 年任期, 16~31 番迄を 1 年任期) とする事を検討し総会にはかる。
3. 昭和 33 年度科学研究費配分委員候補者に次の 5 名を推薦する。  
大森啓一, 河野義礼, 竹内常彦, 八木健三, 渡辺武男
4. 昭和 32 年度会計決算報告並びに昭和 33 年度収支予算案の承認。
5. 昭和 34 年度より岩鉱会誌を月刊とする事について研究する。
6. 会誌 1 部販売価格を 150 円とする。

幹事評議員会 昭和 33 年 1 月 18 日(土) 午後記念講演終了後、東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室に於いて開催、次の議事が可決された。(出席者) 鈴木醇幹事, 小野田匡高, 大森啓一, 加藤磐雄, 河野義礼, 鈴木廉三九, 千藤忠昌, 竹内常彦, 原田準平, 早川典久, 八木健三各評議員

議事 1. 実行委員は留任とする。 2. 河野評議員が中心となつて会則の再検討を行う。

本 会 役 員 (任期：昭和 33 年 12 月 末 日迄)

会 長 渡 辺 萬 次 郎

幹 事 石井 清彦 伊藤 貞市 鈴木 醇 高橋 純一 坪井 誠太郎

評議員 石川 俊夫 小野田匡高 大森 啓一 片山 信夫 加藤 磐雄  
 兼子 勝 神山 貞二 河野 義礼 木下 亀城 久野 久 柴田 秀賢  
 須藤 俊男 末野 悌六 鈴木廉三九 千藤 忠昌 滝本 清 竹内 常彦  
 津屋 弘達 富田 達 根本 忠寛 野田真三郎 早川 典久 原田 準平  
 堀越 義一 待場 勇 三原 栄 八木 健三 吉木 文平 吉村 豊文  
 渡辺 新六 渡辺 武男

実 行 委 員

委員長 河野 義礼  
 編 集 大森 啓一 加藤 磐雄  
 庶 務 竹内 常彦 植田 良夫  
 会 計 鈴木廉三九 千藤 忠昌  
 図 書 待場 勇 増井 淳一  
 行 事 小野田匡高 長谷川修三  
 会 員 八木 健三 早川 典久

本誌抄録欄担当者 (五十音順)

阿部 宏 阿部 正宏 植田 良夫 大森 啓一 加藤 磐雄  
 河野 義礼 今野 弘 島田 昱郎 鈴木 光郎 関 寿和  
 千藤 忠昌 田口 一雄 竹内 常彦 長谷川修三

昭和 33 年 1 月 20 日 印刷

昭和 33 年 2 月 1 日 発行

発行所 仙台市片平丁東北大学理学部内  
 日本岩石鉱物鉱床学会  
 [電話仙台③ 1181 (内線311)]

編集兼発行者 大 森 啓 一

印刷所 仙台市堤通27[電話③ 2027]  
 笹気出版印刷株式会社

印刷者 笹 気 幸 助

入会申込所 仙台市片平丁 東北大学理学  
 部内 日本岩石鉱物鉱床学会

会費払込先 同 上 [振替仙台 8825 番]

本会会費 一ヵ年分 500 円 (前納)

本誌定価 一 部 150 円 (会員外)

© 1958



The Journal of the Japanese Association  
of  
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists

---

*CONTENTS*

- Studies on the chromites and their occurrences in the Tari district, Tottori Prefecture (1st report) (I) ..... J. Kitahara  
Studies on the resource-rocks of petroleum (2nd report) ..I. Kato and M. Abe  
On the occurrence of hematite and magnetite from the Toyoha mine, Hokkaido ..... T. Fuziwara and M. Saito  
Effect of quartz-porphyry dike on the pyritic ore body in the Yanahara mine ..... S. Higashimoto  
The thermoelectric effect of pyrite from copper deposits in Japan ....  
..... S. Takenaka  
On the contact-metamorphic rocks from Iwaizumi, northern Kitakami mountainlands (II) ..... H. Kano  
Petrochemistry of the so-called Haneyama lavas ..... H. Matsumoto  
Note and news.  
Announcements from the Association, etc.

---

Published bimonthly by the Association in the Institute of  
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,  
Tohoku University, Sendai, Japan